



Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова
Географический факультет
Кафедра геоморфологии и палеогеографии

VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование

**Материалы Всероссийской конференции
с международным участием**

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова
Географический факультет
Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г.



Москва
2020



Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет
Кафедра геоморфологии и палеогеографии

VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет
Москва, 28 сентября – 1 октября 2020 г.



Москва
2020

УДК 910.1+911+502/504+511.4
ББК 26+Д823+Д87

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ:
Кафедра геоморфологии и палеогеографии
Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

Редакционная коллегия:

Бредихин А.В., профессор, д.г.н.
Болысов С.И., профессор, д.г.н.
Лукашов А.А., профессор, д.г.н.
Панин А.В., профессор, д.г.н.
Бадюкова Е.Н., к.г.н.
Беляев В.Р., к.г.н.
Беляев Ю.Р., к.г.н.
Гаранкина Е.В., к.г.н.
Еременко Е.А., к.г.н.
Мысливец В.И., к.г.н.
Репкина Т.Ю., к.г.н.
Романенко Ф.А., к.г.н.
Фузеина Ю.Н., к.г.н.
Харченко С.В., к.г.н.
Шеремецкая Е.Д.

VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, 28 сентября-1 октября 2020 г. [Электронное издание] — М.: Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2020 — 783 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийской конференции с международным участием «VIII Щукинские чтения: РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ» Конференция организована кафедрой геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и посвящена 135-летию со дня рождения выдающегося отечественного геоморфолога, профессора Ивана Семеновича Щукина. Конференция стала символической вехой, отметившей 100-летие официальной отечественной геоморфологии (с момента открытия кафедры физической географии и геоморфологии в Петроградском университете в 1918 г.), а также 100-летие со дня рождения выдающегося геоморфолога, заведующего кафедрой геоморфологии МГУ с 1961 по 1986 гг., Олега Константиновича Леонтьева. Основные темы, затронутые на конференции, — геоморфологические аспекты решения актуальных инженерных, экономических и социальных проблем; глобальные и региональные проблемы геоморфологии; рельеф в исторической и палеогеографической ретроспективе; природопользование и прогноз развития рельефа в районах проявления экстремальных и катастрофических процессов; береговая зона, дно Мирового океана и деятельность человека; рельеф в рекреации: условие и ресурс; современные методы и технологии в геоморфологических исследованиях; прикладная геоморфология в высшей и средней школе.

ISBN 978-5-89575-251-7

УДК 910.1+911+502/504+511.4
ББК 26+Д823+Д87

ISBN 978-5-89575-251-7



9 785895 752517

© Текст. Авторы, 2020

© Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ
«VIII Щукинские чтения: РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ»
Кафедра геоморфологии и палеогеографии
географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

Бредихин А.В. — **председатель оргкомитета конференции**, заведующий кафедрой геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор, доктор географических наук

Болысов С.И. — **заместитель председателя оргкомитета конференции**, профессор кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, профессор, доктор географических наук

Панин А.В. — **заместитель председателя оргкомитета конференции**, профессор кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, заведующий отделом палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН, профессор, доктор географических наук

Гаранкина Е.В. — **ответственный секретарь оргкомитета конференции**, старший научный сотрудник кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, кандидат географических наук

Программный комитет конференции:

Беляев Ю.Р., доцент, кандидат географических наук

Еременко Е.А., доцент, кандидат географических наук

Жиндарев Л.А., ведущий научный сотрудник, доктор географических наук

Игнатов Е.И., профессор, доктор географических наук

Лукашов А.А., профессор, доктор географических наук

Мысливец В.И., ведущий научный сотрудник, кандидат географических наук

Рычагов Г.И., профессор, доктор географических наук

Сафьянов Г.А., профессор, доктор географических наук

Фузеина Ю.Н., доцент, кандидат географических наук

Организационный комитет конференции:

Алексеева В.А., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Антонов С.И., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Бадюкова Е.Н., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Беляев В.Р., ведущий научный сотрудник, кандидат географических наук

Гуринов А.Л., старший преподаватель, кандидат географических наук

Деркач А.А., преподаватель, кандидат географических наук

Луговой Н.Н., научный сотрудник

Матлахова Е.Ю., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Репкина Т.Ю., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Романенко Ф.А., ведущий научный сотрудник, кандидат географических наук

Харченко С.В., старший научный сотрудник, кандидат географических наук

Шеремецкая Е.Д., младший научный сотрудник

СОДЕРЖАНИЕ

Бредихин А.В.

Кафедра геоморфологии и палеогеографии Московского Университета:
традиции и перспективы 15

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

Чичагов В.П.

Иван Семёнович Щукин и его фундаментальная трёхтомная монография
«Общая геоморфология» 18

Барышников Г.Я.

Геоморфологические исследования при изучении археологических памятников
горного Алтая 22

Лукашов А.А.

Плиоцен-плейстоценовая эволюция крупных подпрудных водоемов на Памире
в связи с генерацией селевых паводков 27

Шварев С.В.

Морфоструктура Самбийского (Калининградского) полуострова в свете
активной плейстоценовой тектоники 32

Миронюк С.Г.

Флюидогенные образования: обоснование выделения новой генетической
группы рельефа морского дна 37

Янина Т.А., Свиточ А.А., Хошраван Г.

Антропоцен Каспийского моря 43

Жиров А.И., Лопатин Д.В., Болтрамович С.Ф., Рыбалко А.Е.

К столетию российской геоморфологии 48

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕШЕНИЯ АКТУАЛЬНЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ, ЭКОНОМИЧЕСКИХ И СОЦИАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Авдоница А.М., Большов С.И.

Геоморфологическая позиция космодромов мира 59

*Большов С.И., Деркач А.А., Луговой Н.Н., Батаев Ю.В., Буркова А.А., Бутузова Е.А.,
Кажукало Г.А., Писцова М.А., Разумовский Р.О., Чеченков П.Д., Яковенко А.К.,
Омельченко Ю.Г.*

Антропогенная трансформация рельефа северной части Калининградской
области 65

Власов М.В., Фузеина Ю.Н.

Трансформация рельефа Арктики в условиях техногенной нагрузки разной
интенсивности 72

Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н., Ворошилов Е.В., Власов М.В., Бредихин А.В.

Антропогенный рельеф Воркутинского горнопромышленного узла 79

<i>Калыгин М.Н., Жиров А.И., Болтрамович С.Ф.</i>	
Аналитическая геоморфологическая карта и её значение для инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий	86
<i>Маккаев А.Н., Шварев С.В.</i>	
Антропогенная нагрузка на речные бассейны Новой Москвы	91
<i>Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеев Д.В.</i>	
Геоморфологические последствия наводнений на реке Амур и устойчивость гидротехнических сооружений	96
<i>Неходцев В.А.</i>	
Засыпка малых рек Москвы: механизмы, последствия	100
<i>Романенко Ф.А., Луговой Н.Н.</i>	
Формирование антропогенного рельефа Кольского полуострова	106
<i>Рыбалко А.Е., Захаров М.С., Щербаков В.А., Локтев А.С., Иванова В.В., Беляев П.Ю.</i>	
Геоморфологические аспекты формирования инженерно-геологических особенностей четвертичного покрова арктического шельфа России	111
<i>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Костомаха В.А.</i>	
Оценка геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы ландшафтов в связи с охраной окружающей среды	116
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Макеев В.М.</i>	
Влияние погребенного рельефа на устойчивость территорий размещения АЭС на Восточно-Европейской платформе	122
<i>Темирбекова Н.Р., Беляев Ю.Р.</i>	
Эколого-геоморфологические последствия открытой добычи алмазов в бассейне р. Шикапа (Ангола)	126
ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ	
<i>Белоусова А.В., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Рогов В.В., Шарапова А.В.</i>	
Силикатный карст Каркаралинских гор (Центральный Казахстан)	132
<i>Боголюбский В.А., Кажукало Г.А., Разумовский Р.О.</i>	
Деформации рыхлых отложений на размываемых берегах Самбийского полуострова	137
<i>Боголюбский В.А., Фузеина Ю.Н., Потапова В.И., Посаженикова В.С., Большов С.И., Еременко Е.А., Кирякова М.Н., Омельченко Ю.Г.</i>	
Ледниковый и водно-ледниковый рельеф северной части Самбийского полуострова	143
<i>Бондарь И.В., Бондарь В.В., Авдоница А.М.</i>	
Новейшая тектоника Беломорско-Кулойского поднятия (Архангельская область) по структурно-геоморфологическим данным	150
<i>Гакаев Р.А.</i>	
Взаимосвязь и взаимозависимость проявления оползневых процессов и формирования рельефа Шатойской межгорной котловины	156

<i>Галанин А.А.</i>	
Эоловый рельеф Центральной Якутии	159
<i>Горбунов А.С., Бевз В.Н.</i>	
Особенности пространственной дифференциации оползневых ландшафтов Воронежской области	164
<i>Захаров А.Л., Константинов Е.А., Филиппова К.Г.</i>	
Морфологическая изменчивость крупных западин Приазовья и Западного Предкавказья	168
<i>Кедич А.И., Харченко С.В., Голосов В.Н., Успенский М.И.</i>	
Рельефообразование в прогляциальных зонах: его специфика, проблемы и перспективы изучения	174
<i>Кривцов В.А., Водорезов А.В., Комаров М.М.</i>	
Геоморфологическое районирование на локальном уровне (на примере территории Рязанской области)	180
<i>Кузнецов М.А., Яковлева А.П., Авдоница А.М., Тюнин Н.А., Богданова О.А., Луговой Н.Н., Беляев В.Р.</i>	
Роль склоновых и эоловых процессов в развитии северных берегов Самбийского полуострова	186
<i>Левина Н.Б., Мешалкин К.А.</i>	
Карта природных комплексов (ландшафтная) как основа мониторинга опасных геологических процессов (север Западной Сибири)	192
<i>Ликутев Е.Ю.</i>	
Проблемы взаимодействий участников рельефообразования в формировании речных долин и полученные результаты их исследований	198
<i>Лукашов А.А.</i>	
Травертинонакопление как аккумулятивная составляющая карстового процесса	202
<i>Михно В.Б., Горбунов А.С., Быковская О.П.</i>	
Типы литоландшафтогенеза Центрального Черноземья	209
<i>Мысливец В.И.</i>	
Изменения глобального рельефа и природа Земли	213
<i>Никонов А.А.</i>	
Озовые гряды как морфоструктурные маркеры и геодинамический показатель в области покровного оледенения (Фенноскандинавский щит) — новый аспект распознавания	219
<i>Пикулик Е.А., Макеев В.М., Суханова Т.В.</i>	
Структурно-геоморфологические исследования района среднего течения Дона	225
<i>Платонова С.Г., Скрипко В.В.</i>	
Морфология гранитных останцов тигирекского хребта (Алтай)	231
<i>Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Гуринов А.Л.</i>	
Воздействие селевых потоков на рельеф долин гор Кольского полуострова	234

<i>Суханова Т.В.</i>	Структурно-геоморфологические исследования г. Бештау (регион Кавказские Минеральные Воды)	239
<i>Тарбеева А.М., Сидорчук А.Ю.</i>	Морфологические признаки уменьшения речного стока в криолитозоне	243
<i>Шишкин В.С., Беляев Ю.Р.</i>	Геоморфологическое строение острова Кунашир	248
РЕЛЬЕФ В ИСТОРИЧЕСКОЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕТРОСПЕКТИВЕ		
<i>Бадюкова Е.Н.</i>	Соединение Аральского и Каспийского морей в конце плейстоцена — начале голоцена	254
<i>Баранов Д.В., Панин А.В., Зарецкая Н.Е.</i>	Проявление поздневалдайских гляциоизостатических деформаций в террасовых комплексах речных долин приледниковой области	259
<i>Беляев Ю.Р., Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н.</i>	Флювиальное рельефообразование в Турано-Уюкской котловине (Саяно-Тувинское нагорье) в последние 30-40 тысяч лет	264
<i>Беляев П.Ю., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А.</i>	Новая геоморфологическая схема Ладожского озера и перспективы её применения в палеогеографических исследованиях	269
<i>Болховская Н.С.</i>	Палинофлоры и ландшафтно-климатические обстановки раннехвалынского трансгрессивного этапа Каспийского бассейна	275
<i>Водорезов А.В., Кривцов В.А.</i>	Особенности проявления и тенденции развития эрозионных и оползневых процессов на территории древних городищ в бассейне среднего течения р. Оки	281
<i>Гаранкина Е.В.</i>	Рельеф междуречий Борисоглебской возвышенности: ледниковое наследие VS постгляциальные метаморфозы	286
<i>Дедова И.С.</i>	Рельеф как фактор исторического заселения человеком большой излучины Дона в Волгоградской области	292
<i>Друщиц В.А.</i>	Формирование рельефа Южно-Анжуйской сутуры в позднем кайнозое	297
<i>Евдокимов В.И.</i>	Инженерно-геоморфологическая реконструкция транспортных систем Восточно-Европейской равнины (на примере пути из варяг в греки)	302
<i>Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н., Деркач А.А., Яковенко А.К., Джавахашвили П.С., Смирнова В.В., Смирнова С.В., Иоч М.Э., Омельченко Ю.Г.</i>	Реликтовый криогенный рельеф севера Калининградской области	306

<i>Карпущина Н.В., Каревская И.А., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Курбанов Р.Н., Бричева С.С., Зазовская Э.П.</i>	
Реконструкция времени, условий и хода дегляциации Изборско-Мальской долины	313
<i>Константинов Е.А., Пономарева В.В., Портнягин М.В., Сычев Н.В., Мазнева Е.А., Захаров А.Л., Фрехен М., Тсукамото С.</i>	
Геолого-геоморфологическая характеристика местонахождения вулканического пепла «Темижбекская» (Краснодарский край)	317
<i>Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С.</i>	
Гривно-ложбинный рельеф Ишимской равнины в палеокриологической ретроспективе	321
<i>Матлахова Е.Ю., Панин А.В.</i>	
Геохронология экстремальных палеогидрологических событий в бассейне Верхнего и Среднего Дона в позднем плейстоцене	326
<i>Матлахова Е.Ю., Панин А.В., Украинцев В.Ю.</i>	
Признаки мощного речного стока в бассейне Средней Оки в позднеледниковье: палеоруслу р. Мокши	332
<i>Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Горбунова Т.А., Лауэр Т., Шнайдер Б., Тианн Х., Штойбле Х.</i>	
Палеогеографические условия осадконакопления Черноозерской гривы (долина р. Иртыш) в позднем плейстоцене — раннем голоцене	337
<i>Поздняков А.В., Пупышев Ю.С.</i>	
Раннеголоценовое Чуйско-Курайское ультравысоконапорное ледово-подпрудное озеро — механизм формирования и деградации	343
<i>Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Хон А.В.</i>	
Механизм формирования «ряби течения» вследствие ручейково-бифуркационного расчленения поверхности (Курайская котловина, горный Алтай)	347
<i>Правкин С.А., Большианов Д.Ю.</i>	
К проблеме выделения террас и корреляции четвертичных отложений в долине Лены (на примере участка от устья Вилюя до устья Хоруонги)	353
<i>Рыжов Ю.В., Коломиец В.Л., Смирнов М.В.</i>	
Этапы высокой водности рек юга восточной Сибири в позднеледниковье и голоцене по данным изучения отложений пойм и низких террас	358
<i>Сёмочкина А.Е., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В., Харченко С.В., Шоркунов И.Г.</i>	
Реликтовый криогенный микрорельеф Курской и Ярославской областей	363
<i>Стрелецкая И.Д., Рябуха А.Г., Поляков Д.Г., Яковлев И.Г., Норейка С.Ю.</i>	
Реликтовые криогенные структуры в ландшафтах Южного Предуралья	368
<i>Татарников О.М.</i>	
Гляциоструктурные свойства толщи мертвого льда, и их влияние на процессы и результаты морфолитогенеза при её деградации	373

**ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ И ПРОГНОЗ
РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В РАЙОНАХ ПРОЯВЛЕНИЯ
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Макаров С.А.

Экстремальные флювиальные события в речных бассейнах юга Сибири 382

Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л.

Экстремальные проявления овражной эрозии в городах северо-восточной Анголы 386

Гусаков И.Н., Измайлов Я.А.

Проблемы исследования грязевых вулканов в связи с резкой интенсификацией хозяйственной деятельности на территории Таманского полуострова 390

Деркач А.А., Еременко Е.А., Большов С.И., Писцова М.А., Потапова В.И., Авдоница А.М., Журавлев П.Д., Лобачева Д.М., Смирнов А.В., Омельченко Ю.Г.

Опасные и неблагоприятные геоморфологические процессы на севере Калининградского полуострова 393

Измайлов Я.А., Измайлов М.Я.

Оползень-обвал в зоне застройки курортного поселка Лазаревское 13 января 2019 года (Черноморское побережье Кавказа) 399

Казьмин С.П.

Исследование геолого-геоморфологических особенностей при рациональном природопользовании 402

Ликотов Е.Ю.

Рельефообразующие процессы катастрофического подпруживания Бурейского водохранилища (декабрь 2018 г.) и прогноз их действия 407

Опекунова М.Ю.

Влияние антропогенного фактора на развитие эрозивно-аккумулятивных процессов в долине р. Бол. Белой (Верхнее Приангарье) 413

Павловский А.И., Галкин А.Н., Шеринев О.В., Моляренко В.Л.

Типизация территории Беларуси по особенностям развития форм линейной эрозии 418

Стрельников А.А., Абдиева С.В., Корженков А.М.

Разрушение средневековых археологических памятников сильными землетрясениями в Ак-Терекском аильном округе юго-восточной части Иссык-Кульской впадины, Тянь-Шань 423

РЕЛЬЕФ В РЕКРЕАЦИИ: УСЛОВИЕ И РЕСУРС

Акпамбетова К.М.

Рекреационные ресурсы Центрального Казахстана 428

Брылев В.А., Дедова И.С.

Уникальный рельеф Щербаковской излучины нижней Волги и его использование с целью создания природного парка 433

<i>Гринфельдт Ю.С.</i>	
Пространственный анализ рекреационных свойств рельефа физико-географического района Северо-Западных Анд	437
<i>Кошим А.Г., Сергеева А.М.</i>	
Рельеф Мангыстау как объект геоморфотуризма	441
<i>Лукашов А.А., Смоктунович Т.Л.</i>	
Рекреационные ресурсы ареала молодых вулканитов центральной части Малой Азии	448
<i>Мишурицкий Д.В., Лебедева Е.В.</i>	
Геолого-геоморфологические особенности грязевого вулканизма о. Сахалин как основа познавательной рекреационной деятельности	453
<i>Назаров И.С.</i>	
Рельеф как рекреационный ресурс Донского Белогорья	460
<i>Тогызбай М.К., Алексеева В.А.</i>	
Природное разнообразие как основа развития экологического туризма в Туркестанской области, Республика Казахстан	463
СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ	
<i>Воробьев А.Ю., Кадыров А.С.</i>	
Мониторинг современной аккумуляции аллювия в пределах поймы р. Оки в ее среднем течении	470
<i>Воробьев А.Ю., Кадыров А.С.</i>	
Экспериментальные исследования отступления берегов р. Оки с помощью сложных и простых реперов	473
<i>Гуринов А.Л., Луговой Н.Н., Репкина Т.Ю.</i>	
Антропогенная активизация эолового морфолитогенеза на Зимнем берегу Белого моря (по данным георадиолокационной, DGPS и БПЛА съемок)	476
<i>Другов М.Д.</i>	
Картографирование динамики рельефа береговой зоны по разновременным трёхмерным данным дистанционного зондирования (на примере Анапской пересыпи)	482
<i>Захарова Э.Д., Беляев В.Р., Харченко С.В.</i>	
Обстановки осадконакопления и источники наносов в дельте Селенги	485
<i>Колбовский Е.Ю.</i>	
Геоморфометрическое моделирование ландшафтных местоположений средствами современных геоинформационных систем: опыт, достижения, проблемы	490
<i>Линник В.Г., Иваницкий О.М., Соколов А.В., Мироненко И.В., Борисов А.П., Федин А.В.</i>	
Латеральный перенос ¹³⁷ Cs в агроландшфтах бассейна р. Костица (Брянская область)	495

<i>Лобков В.А., Гаранкина Е.В.</i> Идентификация и сопоставление позднеплейстоцен — голоценовых реликтов в разрезах и рельефе Борисоглебской возвышенности	501
<i>Неходцев В.А.</i> «Радикальное краеведение» в геоморфологии: опыт изучения субрельефа Европы	508
<i>Опекунова М.Ю., Бардаш А.В.</i> Геоморфометрический анализ рельефа бассейна реки Ия	514
<i>Самбуу А.Д., Аюнова О.Д., Монгуш Б.С., Монгуш Ш.В., Дугержаа Ч.Ш.</i> Мониторинг почвенного покрова межгорных котловин Тувы	520
<i>Торбенко А.Б., Галкин А.Н.</i> Использование возможностей ГИС для анализа влияния рельефа на климат городов	526
<i>Трофимец Л.Н., Паниди Е.А., Чаадаева Н.Н., Тяпкина А.П., Санкова Е.А.</i> О запасе Цезия-137 в пахотном горизонте на водораздельной поверхности бассейна реки Сухой Орлицы при установлении опорного значения Цезия-137	531
<i>Успенский М.И., Харченко С.В., Голосов В.Н., Шварев С.В., Кедич А.И.</i> Влияние антропогенной трансформации горных ландшафтов на активизацию эрозионных и селевых процессов: количественная оценка на примере малого водосбора в бассейне р. Мзымты	536
<i>Харченко С.В.</i> Статистические модели распознавания генетических типов рельефа по дистанционным данным	543
<i>Шелушинин Ю.А.</i> Исследования изменения периода волн при их трансформации в мелководной зоне	548
ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ В ВЫСШЕЙ И СРЕДНЕЙ ШКОЛЕ	
<i>Алексеева В.А.</i> Опыт освоения учебной дисциплины «Учение о рельефе» в условиях дистанционного обучения	553
<i>Баранов Д.В.</i> Наука о рельефе в средней школе: опыт организации и проведения мероприятий дня науки и творчества в ГБОУ «Школа №218» (г. Москва)	559
<i>Большов С.И., Алексеева В.А., Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Деркач А.А., Еременко Е.А., Матлахова Е.Ю., Фузеина Ю.Н., Харченко С.В., Шеремецкая Е.Д.</i> Опыт проведения геолого-геоморфологической практики 1 курса в формате «блиц»	564

<i>Бредихин А.В., Большов С.И., Фузеина Ю.Н., Еременко Е.А., Беляев В.Р., Деркач А.А., Матлахова Е.Ю., Мысливец В.И., Шеремецкая Е.Д., Дорошенко М.М.</i>	
Методические основы и содержание малой Подмосковной географо-геоморфологической практики	569
<i>Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i>	
О курсе «Геоморфология» на Геологическом факультете МГУ	579
<i>Сергеев А.В.</i>	
Прикладная геоморфология в Удмуртском Госуниверситете	582
<i>Тюменцева Е.М.</i>	
Изучение геоморфологических рисков — ключевое направление профессиональной подготовки по профилю «Безопасность жизнедеятельности – География» в педагогическом вузе	585
СИМПОЗИУМ ИМЕНИ ПРОФЕССОРА О.К. ЛЕОНТЬЕВА: БЕРЕГОВАЯ ЗОНА, ДНО МИРОВОГО ОКЕАНА И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА	
<i>Мысливец В.И., Антонов С.И.</i>	
Научные заслуги О.К. Леонтьева	590
<i>Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Новичкова Е.А.</i>	
Реконструкция истории развития Кандалакшского залива Белого моря в голоцене по материалам микропалеонтологических исследований	598
<i>Анохин В.М., Седышева Т.Е., Плетнев С.П.</i>	
Особенности общего геоморфологического строения Магеллановых гор (Тихий океан)	603
<i>Баранская А.В.</i>	
Изменения уровня морей Российской Арктики в позднем плейстоцене-голоцене	609
<i>Белоус О.В.</i>	
О развитии континентального склона Берингова моря	613
<i>Белоус О.В., Леонова Т.Д.</i>	
Флювиальный рельеф Берингова и Охотского морей	617
<i>Булгаков Р.Ф.</i>	
Морские террасы и влияние эффекта гидроизостазии на вертикальные движения Сахалина	621
<i>Дикарёв В.А.</i>	
Берега Чёрного и Азовского морей в условиях изменения уровня моря	626
<i>Дубинин Е.П., Агранов Г.Д., Грохольский А.Л.</i>	
Геоморфодинамика кайнозойского взаимодействия плато Кергелен и Юго-Восточного Индийского хребта	630
<i>Дудакова Д.С., Анохин В.М., Дудаков М.О.</i>	
Влияние рельефа дна на структурные характеристики прибрежных подводных ландшафтов Ладожского озера	636

<i>Ермаков В.А., Ермаков А.В.</i>	
О некоторых особенностях развития Курильской островной дуги	641
<i>Ермолов А.А., Илюшин Д.Г., Кизяков А.И., Михайлюкова П.Г.</i>	
Эколого-геоморфологическая оценка чувствительности берегов Баренцева моря к нефтяному загрязнению	646
<i>Ермолов А.А., Кизяков А.И., Илюшин Д.Г.</i>	
Геоморфологическое районирование и типизация берегов Баренцева моря	651
<i>Исупова М.В., Долгополова Е.Н.</i>	
Особенности процессов дельтоформирования в условиях криолитозоны (на примере дельты р. Маккензи)	655
<i>Кортаев В.Н.</i>	
Геоморфология устьевых систем крупных рек Арктического побережья России	661
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П.</i>	
Рельеф спрединговых хребтов юга Индийского океана	667
<i>Кузнецов М.А., Рычагов Г.И.</i>	
Структурная приуроченность берегов острова Итуруп (Курильские острова)	673
<i>Луговой Н.Н., Кузнецов М.А.</i>	
Воздействие волн цунами на берега о. Матуа (Центральные Курильские острова)	679
<i>Лукманов Р.А., Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Борисов А.П.</i>	
Морфология дна, фациально-генетические условия седиментации и скорости седиментации на акватории Карского моря	686
<i>Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Зарайская Ю.А., Мороз Е.А., Соколов С.Ю.</i>	
Рельеф и опасные геологические процессы на севере Атлантического океана	689
<i>Мазнев С.В., Огородов С.А.</i>	
К вопросу о генезисе линейных форм на бывшем дне Аральского моря	694
<i>Макшаев Р.Р., Свиточ А.А., Ткач Н.Т.</i>	
Палеорельеф и условия накопления нижнехвалынских отложений в Северном Прикаспии	698
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В.</i>	
Разрушение горных пород в береговой зоне Мурманского побережья в 2012-18 гг.	701
<i>Михайлова М.В., Кравцова В.И.</i>	
Современные процессы в береговой зоне дельты Дуная	707
<i>Мороз Е.А., Кохан А.В., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А.</i>	
Строение рельефа и динамика движения ледниковых масс краевой зоны позднеплейстоценового ледника в Баренцевоморском регионе	713

<i>Мысливец В.И., Сафьянов Г.А., Жиндарев Л.А., Бадюкова Е.Н., Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н.</i>	
Исследования лаборатории морской геоморфологии кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ в 2005-2019 гг.	718
<i>Никонов А.А.</i>	
Низкие морские террасы Мурманского побережья и причины отклонений в определениях их возраста	723
<i>Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е.</i>	
Мезорельеф гайотов Магеллановых гор (Тихий океан)	729
<i>Репкина Т.Ю., Беличенко А.Е., Яковлева А.П.</i>	
Побережье Унской губы Белого моря: взаимодействие рельефа и человека	735
<i>Санин А.Ю.</i>	
Проблемы природопользования в прибрежной зоне Онежского озера	742
<i>Турко Н.Н.</i>	
Современное картографирование рельефа дна океана и географические названия форм подводного рельефа	747
<i>Янина Т.А., Болиховская Н.С., Сорокин В.М., Бердникова А.А.</i>	
Ательская регрессия Каспия (палеогеографический анализ материалов бурения)	752
<i>Резолюция всероссийской геоморфологической конференции с международным участием «VIII ЩУКИНСКИЕ ЧТЕНИЯ: РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ»</i>	757
<i>Антонов С.И., Романенко Ф.А.</i>	
Памяти ушедших коллег	761
<i>Авторский указатель</i>	779

КАФЕДРА ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА: ТРАДИЦИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Кафедра геоморфологии и палеогеографии Московского университета – продолжатель традиций отечественной геоморфологической школы, которая выросла усилиями Дмитрия Николаевича Анучина из курса лекций «Общее землеведение». Стараниями А.П. Павлова, А.А. Крубера, А.А. Борзова и И.С. Щукина в 30-х годах геоморфология оформлялась как базовая дисциплина: сначала на кафедре географии, затем на почвенно-географическом и, наконец, на географическом факультете Московского университета. Уже тогда стало понятно, что теоретический багаж геоморфологии позволяет переходить к решению прикладных задач того времени – государственной геоморфологической съемке (идея А.А. Борзова), а в военное время – и к развитию К.К. Марковым направления военной географии. Создание в 1943 году кафедры геоморфологии открыло новые возможности развития теоретических и прикладных исследований в тесной связи с образовательным процессом. Под руководством И.С. Щукина в послевоенное время коллективом кафедры вырабатывается замечательная стратегия успешного развития университетской кафедры, заключающаяся в единстве трех взаимно обогащающихся функций: теоретические исследования, практические разработки и базирующееся на их результатах инновационное образование.

Для примера достаточно назвать такие кафедральные имена как О.К. Леонтьев, докторская диссертация которого «Геоморфология морских берегов и дна» стала теоретической основой разнообразных при-

кладных работ на берегах, выполняемых сотрудниками созданной им морской лаборатории. Материалы этих исследований легли в основу целой группы теоретических и практических курсов лекций, на основе которых была подготовлена целая плеяда морских геоморфологов. Идеи О.К. Леонтьева в дальнейшем развивали Г.А. Сафьянов, Л.Г. Никифоров, Е.И. Игнатов, Л.А. Жиндарев и другие, и каждый из них создавал свой раздел учебного плана кафедры, обогащая его авторскими курсами лекций.

Необходимо вспомнить А.И. Спиридонова, чей курс и учебное пособие «Геоморфологическое картографирование», в основе которого лежат работы в Комиссии по геолого-геоморфологическому обслуживанию Красной Армии, до сих пор является теоретической базой любого регионального и прикладного исследования.

С.С. Воскресенский, защитив докторскую диссертацию по теме «Вопросы геоморфологии Сибири», основой для которой послужили долгие прикладные работы по инженерному обеспечению строительства инфраструктурных объектов Сибири, стал одним из организаторов региональных прикладных работ на россыпи на Урале, в Забайкалье и Магаданской области, на Дальнем Востоке. Собранный под его руководством богатейший фактический геоморфологический материал позволил С.С. Воскресенскому сделать крупные теоретические обобщения по геоморфологии россыпей, геоморфологическому районированию, динамической геоморфологии в виде монографий, учебников и автор-

ских лекций. Впоследствии его ученики Г.С. Ананьев, А.В. Бредихин, развивая теоретическое и практическое наследие, нашли новые теоретические и прикладные пути развития науки.

Единство теории, практики и учебного процесса на кафедре продемонстрировал своим творческим путем Ю.Г. Симонов. Ученик С.С. Воскресенского, он развивал новые аспекты геоморфологической теории, позволившие включить в поле зрения науки долгосрочные прогнозы отклика рельефа как компонента ландшафта на деятельность человека и поставить вопрос об отношениях между геоморфологическим строением и целевыми установками общества. Комплексные региональные прикладные работы под его руководством и последующие научные результаты дали возможность создать блок курсов, которые существенно обогатили компетенции выпускников кафедры. Члены научного круга Ю.Г. Симонова – А.А. Лукашов и другие – продолжили практику тесного взаимодействия учебного процесса, теоретических поисков и решения практических задач.

Нельзя обойти вниманием вклад в развитие научно-образовательной деятельности недавно ушедшего патриарха кафедры Г.И. Рычагова. Его методическое чутье и научная педантичность всегда приходились кстати в вопросах образовательной практики. А научные интересы, включавшие и береговую геоморфологию, и палеогеографию Каспия, удивительным образом цементировали геоморфологию и палеогеографию как две взаимодополняющие друг друга тематические ветви единого организма кафедры. Его идеи проросли в его учениках, некоторые из которых (С.И. Болысов) определили собственные научные пути на кафедре.

И не стало удивительным, что палеогеоморфологическая школа нашла дальнейшее продолжение в научно-педагогической деятельности кафедры усилиями А.В. Панина и Т.А. Яниной.

Достижения кафедры геоморфологии и палеогеографии сегодня базируются не только на замечательных традициях и деятельности профессорского корпуса. Единство образовательного процесса, теоретической и прикладной науки поддерживается и развивается средним и молодым поколением преподавателей и, что следует подчеркнуть, научных сотрудников. Их усилиями закрывается разветвленный учебный план кафедры, особенно учебные и производственные практики в различных регионах России и ближнего зарубежья, выполняются разнообразные прикладные научные проекты, результаты которых обратной связью питают содержание геоморфологического образования. Разрабатываются новые теоретические и практические направления геоморфологических исследований, такие как планетарная геоморфология, геоморфология городов, рекреационная геоморфология, теория геоморфологической безопасности природопользования. Осуществлены и продолжаются региональные научные проекты комплексной ресурсно-экологической оценки территорий Хибин, некоторых районов Москвы и Подмосковья, роли антропогенного рельефообразования на территории Российской Арктики, палеогеографические исследования Северокаспийского региона, Центрального района России и верхнего Поволжья. Передовые методики применения беспилотных летательных аппаратов и геофизического оборудования, опробованные при реализации научных программ, внедрены в учебный план кафедры и используют-

ся при подготовке выпускных квалификационных работ. Как следствие, результаты научных проектов находят отражение в ежегодно обновляемых авторских вариативных учебных курсах.

Вдохновляющая картина научно-образовательной жизни кафедры была бы не полной, если не заострить внимание на некоторых сегодняшних проблемах. Первая и главная – крайне медленное возобновление кадрового состава. Не говоря о причинах, большинство которых лежит вне сферы деятельности кафедры, некоторые направления, прежде блиставшие научными результатами и востребованные на рынке образования, сегодня поддерживаются небольшим количеством энтузиастов и не в состоянии полностью обеспечить образовательный процесс.

Несмотря на структурные трудности, сегодняшние геоморфологическая и палеогеографическая школы Московского университета оптимистично смотрят в будущее. Большие перспективы сохраняют исследования в области динамической геоморфологии суши и берегов, результаты которых лежат в основе безопасности природопользования, особенно при решении инфраструктурных проектов. Палеогеографические исследования могут существенно обогатить наши представления об условиях осадконакопления и рельефообразования, ландшафтных условиях прошлого для по-

нимания развития природных процессов сегодня и в будущем. Особым направлением являются геоморфологические работы, проводимые совместно с археологами и представляющие дополнительные возможности для исторических интерпретаций. Отдельный интерес представляют разработки в области функционирования рельефа в городах. Востребованность в обществе рекреационных предложений заставляет геоморфологов внимательнее присмотреться к рельефу как ресурсу и условию функционирования рекреации.

Мы убеждены, что только развитие теоретических и прикладных исследований вместе методическими и содержательными новациями в образовании может принести успех в динамичном движении вперед геоморфологической и палеогеографической науки. Совместно проводимые научные исследования и учебный процесс, а именно, производственные практики в рамках выполнения научных грантов РФФИ, РНФ и др., хоздоговорные работы, выполняемые силами профессорско-преподавательского и научного состава кафедры совместно с учащимися, экспедиции научного студенческого общества, новые образовательные технологии в виде семестровых малых практик смогут сохранить кафедральные традиции науки и образования и дадут импульс развития научного поиска и образовательных технологий.



А.В. Бредихин
профессор, доктор географических наук,
заведующий кафедрой геоморфологии
и палеогеографии географического
факультета Московского государственного
университета имени М.В. Ломносова

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

ИВАН СЕМЁНОВИЧ ЩУКИН И ЕГО ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ТРЁХТОМНАЯ МОНОГРАФИЯ «ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ»

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

В год 135-летия выдающегося российского геоморфолога И.С. Щукина считаю своим приятным долгом поделиться своими личными впечатлениями о нем — моем университетском учителе — и о его главном научном труде «Общая геоморфология», три тома которого вышли в свет в 1960, 1964 и 1974 гг. Поскольку читателю известно практически все об Иване Семеновиче — эти заметки помещены в материалах VI Щукинских чтений, и в 2004 г. вышла в свет замечательная монография воспоминаний о нем (Иван Семенович Щукин, 2004) — кратко остановлюсь на отдельных вопросах. Эта монография содержит много новых данных о нашем герое, включает серию его необыкновенных фотографий разных лет и написана очень тепло, с любовью. Большую роль в ее составлении и редактировании сыграли молодые ученики И.С. Щукина: С.А. Лукьянова, Л.М. Шипилова и С.И. Антонов, честь им и хвала за это.

Иван Семенович родился в 1885 г. в Замоскворечье в купеческой семье. Его молодость протекала в эпоху подготовки создания современной геоморфологии, во время завершения деятельности крупнейших европейских, американских и отечественных ученых, оставивших многотомные научные и просветительские наследия. Геоморфология создавалась на глазах юного Щукина.

Не исключено, что большой объем рассматриваемой монографии, а также широта приведенных и использованных материалов являются своеобразными отголосками этих научных сочинений.

«У каждого из нас есть ученые, которых мы считаем для себя образцом. В моей жизни Иван Семенович всегда служит примером, которому почетно подражать. Это — глубокие познания в природной географии, тщательная работа над задуманной темой, образцовый научный язык — ясный и понятный каждому грамотному человеку. Вот чему все мы должны учиться у Ивана Семеновича! А еще великой скромности и доброжелательности. Спасибо Ивану Семеновичу!» — писал проф. К.А. Салищев (Иван Семенович Щукин, 2004, с. 128). Подписываюсь под этими теплыми словами с радостью и чувством глубоко уважения, считая для себя честью быть учеником И.С. Щукина и К.А. Салищева. В годы моей учебы на кафедре геоморфологии в 1951-1956 гг. наш юбиляр читал нам геоморфологию по двум томам созданной им «Общей геоморфологии суши» в 1933 и 1938 гг., значительно дополнив их содержание новыми материалами. Эти два тома были блестящими учебниками по геоморфологии довоенного периода в нашей стране. На них выросли поколения советских геоморфологов,

создавших современную отечественную геоморфологию. На протяжении многих лет после окончания Географического факультета МГУ мне довелось познакомиться едва ли не со всеми трудами Ивана Семеновича, каждый из которых отличался оригинальным научным материалом, собранным в поле, четкостью поставленных задач, логикой (своеобразной щукинской логикой) изложения и настоящим, исконным русским языком.

Среди опубликованных И.С. Щукиным монографий выделяется трехтомник «Общей геоморфологии», с упоминания о котором мы начали свои тезисы. Его содержание намного шире предыдущих двух томов «Общей морфологии суши», является не только учебником по геоморфологии, но и обстоятельной научной монографией по геоморфологии земного шара. Этот труд представляет удачное сочетание фундаментального научного произведения и прекрасного учебника. Трехтомник уникален — энциклопедичен, не имеет равных среди отечественных и зарубежных научных произведений. Об этом я могу с уверенностью судить, т.к. последние годы изучал труды многих геоморфологов прошлого. Его содержание охватывает практически всю геоморфологию, автор обладает обширными знаниями, полученными в собственных исследованиях, а также блестящим владением мировой научной литературой. Последнюю он знал в совершенстве, владея немецким, французским, английским языками и латынью. И.С. Щукин был представителем исходной российской и европейской геоморфологических школ и одновременно сделал все, чтобы его «Общая геоморфология» была современной.

И.С. Щукин окончил Московский госу-

дарственный университет по естественному отделению физико-математического факультета в 1911 г. «По окончании экзаменов я, по предложению профессора Д.Н. Анучина, был оставлен при университете для подготовки к преподавательской деятельности по кафедре географии и этнографии» — писал И.С. Щукин в своей автобиографии в 1965 г. (Иван Семенович Щукин, 2004, с. 10). С тех пор, за исключением двух неполных лет службы в армии в Военно-метеорологическом управлении 1916-1918 гг. в Петрограде, вся его жизнь протекала в МГУ (с 1935 по 1941 г. И.С. Щукин одновременно работал в Институте географии АН СССР).

Вся научная жизнь И.С. Щукина была посвящена полевым исследованиям рельефа Кавказа, Предкавказья и Средней Азии. Он публиковал работы по геоморфологии с 1913 г., а начал работать в научных экспедициях на Кавказе, в Карачаево-Черкессии и Кубани в 1908 и 1910-11 гг. О всем этом и о многом другом подробно сообщается в упоминавшейся юбилейной книге 2004 г., посвященной его 120-летию. «После демобилизации в январе 1918 г. вернулся в университет на должность ассистента, а получив звание приват-доцента, читал в университете курсы по географии Кавказа и народонаселению Кавказа» (там же).

Так с 1918 г. начинается формирование молодого И.С. Щукина как геоморфолога и с этого времени его сопровождает множество интересных особенностей. Вот несколько примеров. Был ли он учеником и последователем зав. кафедрой географии и этнографии, профессора Д.Н. Анучина? Насколько на него оказали влияние труды классиков известных европейских ученых А. Гумбольдта, К. Риттера, О. Пешеля, Ф. Махачека, А. Пенка, В. Пенка и др.?

С кем из наиболее известных советских геоморфологов старшего поколения он трудился одновременно?

Пытаясь ответить на эти и смежные с ними вопросы, мы сталкиваемся с самобытностью ученого. Изучая труды И.С. Щукина и в первую очередь «Общую геоморфологию», видишь в их содержании исключительно самого автора, его огромный научный потенциал и присущий ему доходчивый стиль изложения материала. Дать однозначный ответ на первые два вопроса затруднительно. Конечно, он вобрал все лучшее из опыта географических и геоморфологических работ Д.Н. Анучина, но вряд ли его можно назвать «анучинцем». Дело в том, что преподавательский состав физико-математического факультета МГУ в начале XX в. состоял из созвездия выдающихся российских ученых, таких как Д.Н. Анучин, В.И. Вернадский, Н.Л. Зелинский, Н.Е. Жуковский, К.А. Тимирязев, А.П. Павлов и др. (Антонов, 2004, с. 15-34). И.С. Щукин слушал их лекции, мог многому научиться у них и научился. Это было время великолепного преподавания в Старом МГУ. Одновременно с И.С. Щукиным на кафедре А.П. Павлова учились В.А. Варсанофьева и П.В. Чичагов — мой отец. Из их рассказов я слышал о необыкновенных лекциях выдающихся ученых, о семинарах, лабораторных занятиях, о запомнившихся на всю жизнь практиках. И.С. Щукин с большим уважением относился к Д.Н. Анучину, но никогда не писал и не считал его учеником. Таким образом, вынужден дать паритетный ответ на первый вопрос: и был, и не был.

Что же касается классиков европейской географии и землеведения, то ученый безусловно знал их труды, ссылается на некоторые из них — мне запомнились

О. Пешель, А. Пенк, В. Пенк и др., а из американских В.М. Дэвис. После знакомства с главными трудами этих ученых я убедился, что ни их содержание, ни отдельные входящие в них вопросы нигде прямо не отражены в фундаментальном произведении И.С. Щукина. Ссылки на них всюду даются для подтверждения того или иного тезиса или вывода автора. Ссылок в труде ученого множество — несколько сотен, причем их количество на русском и иностранном языках вполне сопоставимо. В этом отношении двухтомник Ф. Махачека «Рельеф Земли» напоминает ссылки И.С. Щукина на иностранные работы, но уступает им в количестве и особенно в использовании русскоязычных работ. И.С. Щукин привел свод мировой научной литературы в своем труде, причем многие из использованных им работ практически остались неизвестными современному читателю.

О третьей особенности могу отметить, что единственным отечественным современником И.С. Щукина в геоморфологии можно считать учителя К.К. Маркова Я.С. Эдельштейна (1869-1952), опубликовавшего свои знаменитые «Основы геоморфологии» в 1938 г., в год выхода в свет второго тома И.С. Щукина «Общая морфология суши». Однажды в устной беседе К.К. Марков заметил, что лучшие учебники по геоморфологии составлены геологами, имея, по-видимому, ввиду известный труд А. Пенка «Морфология земной поверхности», упоминавшийся учебник Я.С. Эдельштейна, а также, возможно, первый том «Геоморфологии СССР» И.Н. Гладцина. Споры нет, это крупные, оригинальные научные произведения и замечательные учебные пособия геологической направленности, очень ценные работы для изучения молодыми уче-

ными и обучения студентов. Рассматриваемая «Общая геоморфология» И.С. Щукина — выдающееся географическое научное произведение и учебное пособие, охватывает основные вопросы геоморфологии более широко, включает рассмотрение огромного количества геоморфологических проблем, содержит множество использованного материала, является бесценным трудом для знакомства студентов и молодых ученых, служит яркой вехой в истории геоморфологии. В то же время К.К. Марков высоко ценил И.С. Щукина за его преданность науке, феноменальную работоспособность, прямоту и откровенные суждения.

Знакомясь с трудами Ивана Семеновича Щукина и его портретами, невольно упускаешь из вида одну из его типичных черт — принципиальность и требовательность к ученикам. У него было много аспирантов, но из них защитила докторскую диссертацию только одна — Л.Б. Аристархова. Всегда внешне спокойный Иван Семенович иногда выходил из себя, нервничал, но всегда был справедлив к окружающим. Достаточно вспомнить его ответ Л.Г. Каманину и С.С. Коржуву на их критическую, но не во всем справедливую статью (Щукин, 1962). Восстанавливая в памяти публикации И.С. Щукина, поражаешься разнообразию их содержания. От наиболее крупных геоморфологических проблем типа «Неотектоника или изостазия» 1976 г. до блестящих региональных работ, монографий любимых им регионов типа «Геоморфология Средней Азии» 1983 г. и «Климат и рельеф» 1995 г. Особняком стоят его знаменитые работы по геоморфологической терминологии, завершенные и изданные его учениками в 1980 г. в виде знаменитого «Четырехязычного энциклопедического словаря терминов по

физической географии». И.С. Щукин был очень общительным ученым и преподавателем у него было много друзей и соратников. В 1972 г. он опубликовал очень теплый, дружеский некролог о В.В. Ламакине. Василий Васильевич дружил с моим отцом, и я в 1956-1970 гг. часто встречался с ним в Геологическом Институте АН СССР, беседуя на разнообразные геоморфологические темы.

На материалах его геоморфологических монографий учились не только географы, но геологи. Выдающийся российский геолог и геоморфолог Н.А. Флоренсов в «Очерках структурной геоморфологии» писал, что он учился геоморфологии на трудах И.С. Щукина и А. Пенка.

«Моя жизнь — работа» — говорил Иван Семенович. Даже в сложные для России времена он продолжал по-прежнему спокойно трудиться. Мой друг Л.Г. Никифоров рассказывал мне, как однажды в актовом зале нового здания МГУ И.С. Щукину вручали очередную высокую правительственную награду, а вручив, попросили поделиться впечатлениями о революции 1917 г. Он встал и стесняясь сказал: «Шумели, бегали, мешали работать». Зал грохнул от оваций...

Чем больше я вникаю в результаты научной деятельности Ивана Семеновича, тем чаще передо мной возникает его образ, образ великого, самобытного и энциклопедического русского ученого, учителя многих поколения отечественных геоморфологов. Перечитывая его замечательный труд «Общая геоморфология», я убеждаюсь в бессмертности этого выдающегося произведения.

Литература

Антонов, С.И. И.С. Щукин — молодые годы // Иван Семенович Щукин. Воспоминания современников. — М.: Географиче-

ский факультет МГУ, 2004. – С. 15-34.

Иван Сменович Щукин. Воспоминания современников. – М.: Географический факультет МГУ, 2004. – 148 с.

Щукин, И.С. Общая морфология суши. Т.1. – М.-Л.: Гос. Науч.-технич. Горногеологонефтяное изд-во, 1933. – 366 с.

Щукин, И.С. Общая морфология суши. Т.2. – М.-Л.: Глав. Ред. Горно-топливной и геологоразведочной лит-ры, 1938. – 460 с.

Щукин, И.С. Мой ответ Л.Г. Камани-

ну и С.С. Коржуеву // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 1962. – №2. – С. 77-82.

Щукин, И.С. Памяти Василия Васильевича Ламакина // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 1972. – №2. – С. 65-67.

Щукин, И.С. Общая геоморфология. Т.1. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 615 с.

Щукин, И.С. Общая геоморфология. Т.2. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 564 с.

Щукин, И.С. Общая геоморфология. Т.3. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – 380 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Барышников Г.Я.

Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия, bgj@geo.asu.ru

Аннотация. Работа посвящена геоморфологическим методам исследования, используемым при изучении археологических памятников Горного Алтая палеолитического возраста. В качестве примера выбраны районы Денисовой пещеры и Улалинской палеолитической стоянки. Для надежной аргументации и достоверности полученных данных широко применялось бурение скважин и геологическое описание разрезов четвертичных отложений. Возрастные характеристики устанавливались с помощью физических определений, таких как радиоуглеродное датирование органического вещества, содержащегося в осадках. Проводился анализ достоверности датирования памятников с помощью термолюминесцентного и палеомагнитного методов. Исследования в районе Денисовой пещеры позволили выполнить реконструкцию палеогеографических условий, связанных с существованием в прошлом озерно-подпрудного водовместилища, влияющего на формирование озерных отложений в самой пещере. Было установлено, что в оптимум голоцена, значительный объем породы, в отдельных случаях до 10 млн м³, «выплескивался» в долину р. Ануй и, естественно, перегораживал ее русло. В этом легко убедиться, осмотрев противоположный борт долины, где отмечается концентрация гранитных глыб против ложбин стока левых боковых притоков. В дальнейшем селевые плотины размывались, мелкий субстрат выносился, а крупновалунный материал постепенно перемещался вниз по течению реки. Приведены свидетельства отрицающие большую древность орудий на Улалинской палеолитической стоянке. С помощью радиоуглеродного датирования доказано, что высокие уровни надпойменных террас имеют возраст не более 30 тысяч лет, а соответственно, и нижерасположенные надпойменные террасы не могут быть старше этого возрастного уровня, в том числе и палеолитические находки, найденные на них. Приме-

нение геоморфологических методов исследования археологических памятников палеолитического возраста является необходимым условием при археологических изысканиях, что будет способствовать получению достоверной информации о среде обитания древнего человека.

Ключевые слова: геоморфология, археология, Горный Алтай, Денисова пещера, Улалинская палеолитическая стоянка

Введение. Значение геоморфологических исследований для археологии нельзя недооценить, поскольку реконструкция условий существования первобытных людей невозможна без знаний той местности, в которой человек обитал. Как правило, археологи достаточно детально изучают места обнаружения артефактов в пещерных укрытиях и стоянках открытого типа. Наибольший интерес вызывают палеолитические археологические находки, поскольку именно они дают возможность проследить историю возникновения человеческой трибы.

На протяжении многих десятков лет в Горном Алтае ведется детальное изучение палеолита, начиная с работ академика А.П. Окладникова (1964, 1970, 1972, 1978, 1982 и др.) и продолжающие исследования Института археологии, этнографии и философии СО РАН под руководством академика А.П. Деревянко (1988, 1990, 1992 и др.). По приглашению А.П. Деревянко нам также довелось принять участие в исследованиях геоморфологического строения территории для ряда памятников палеолита (Барышников, Малолетко, 1997, 1998, Малолетко, 1972).

Материалы и методы. Главной задачей геоморфологического метода исследования является изучение особенностей строения рельефа территории. Как известно, человек практически всегда выбирал места своего обитания вблизи источников водообеспечения. Это долины малых и крупных рек, поверхности надпойменных террас, безо-

пасные укрытия в карстовых пещерах и др. Немаловажное значение для существования людей имеют и катастрофические события, о которых необходимо знать. Результатом проводимых наблюдений, как правило, является построение геоморфологических карт и реконструкция палеогеографических обстановок.

Результаты и обсуждение. Особенно интересные результаты были получены нами при изучении долины р. Ануй, в пределах которой находится Денисова пещера. Пещера расположена на правом берегу реки в 6 км от с. Черный Ануй (Республика Алтай) ниже по течению и в 1,8 км ниже устья р. Каракол. Она приурочена к сравнительно небольшому полю верхнесилурийских известняков.

Примечательной особенностью геолого-геоморфологических условий развития рельефа на этой территории и накопления рыхлых отложений является формирование надпойменных террас, делювиальных шлейфов и конусов выноса, в том числе и весьма оригинальных форм, таких как «конус в конус» выноса. «Конус в конус» выноса не является специфическим образованием для данной местности. Встречаются они и в Центральном Алтае, в частности по долинам рек Большого и Малого Яломана, отражая изменение климатических условий в сторону повышения температур воздуха и увлажнения, последовавшего после иссушения климата и максимального проявления процессов физического выветри-

вания в эпоху деградации верхнеолейстоценового оледенения. В литературе этот период потепления известен как оптимум голоцена и его продолжительность отнесена к 8,5-5,5-тысячелетнему рубежу (Монин, Шишков, 1979).

В это же время, разрушенные физическим выветриванием горные породы водоразделов в районе Денисовой пещеры в эпоху потепления, когда происходило интенсивное испарение влаги с поверхности мирового океана и выпадения большого количества атмосферных осадков на суши, способствовало попаданию обломков горных пород в покровные суглинки. Этот субстрат насыщался водой и переносился временными водотоками от подножья склонов в долину реки. Причем, перемещение обломков было скоротечным, в виде грязекаменных селевых выбросов. Следы таких выбросов видны в левом борту долины р. Ануй, ниже устья р. Филаткин. Судить о мощности селевой массы можно по находкам на гривах глыб биотит-роговообманковых гранитов размером до 2,7x2,5x2,2 м, лежащих на коренных сланцевых породах с превышением в 100 м над современным руслом р. Ануй.

Таким образом, огромный объем породы, в отдельных случаях до 10 млн м³, «выплескивался» в долину реки и, естественно, перегораживал ее русло. В этом легко убедиться, осмотрев противоположный борт долины, где отмечается концентрация гранитных глыб против ложбин стока левых боковых притоков. В дальнейшем селевые плотины размывались, мелкий субстрат выносился, а крупновалунный материал постепенно перемещался вниз по течению реки.

Эти наблюдаемые факты позволили нам провести реконструкцию уровня одного из

озер, существовавших в районе Денисовой пещеры. Согласно предложенной интерпретации допускается, что в районе с. Тог-Алтай в долине р. Ануй селевой подпрудой была создана плотина высотой до 100 м. Перед плотиной возникло водовместилище, объемом до 6 млн м³. Зона подпора распространялась почти до с. Черный Ануй.

О существовании палеоозера могут свидетельствовать и особенности геологического разреза в Денисовой пещере, где на суглинисто-глыбовых отложениях, вмещающих в себе палеолитические находки, наложена голоценовая пачка слоистых рыхлых горных пород. Между этими двумя разновозрастными толщами находится 40-сантиметровый прослой буровато-серых супесей. Этот осадок совершенно стерилен, в том числе и на предмет следов присутствия человека. Уровень описываемых супесей гипсометрически полностью совпадает с уровнем воды в реконструируемом палеоозере.

Нами из данных супесей была отобрана проба на диатомовый анализ, в которой Н. Скабичевской (Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии им. А.А. Трофимука СО РАН), остатков створок диатомей не обнаружено. Было встречено несколько обломков мелких спикул губок. По заключению Н. Скабичевской, данная супесь формировалась в водной среде.

Таким образом, исследование района Денисовой пещеры свидетельствуют о сложной палеогеографической обстановке формирования геологического и геоморфологического строения уникальных, с точки зрения палеоэкологии, мест обитания древнего человека.

Другой археологический памятник — Улалинская палеолитическая стоянка, известен по работам А.П. Окладникова и других

исследователей. На протяжении многих лет его изучения превалировала точка зрения о большой древности орудий. Обнаруженные овальные плоские гальки темного кварцита, грубо оббитого вдоль одного края, и по форме напоминающие собой обычные для палеолита большие овальные скребла, но отличаются от них своей примитивностью (Окладников, 1964, Рагозин, 1982).

Проведенные палеомагнитные исследования (Поспелов и др., 1980) свидетельствуют о том, что охристые глины в раскопе, перекрываемые культурным слоем, образуют обратную палеомагнитную зону, которая с равной степенью вероятности может быть отнесена к зоне Матуяма (2,43-0,7 млн лет) или к зоне Гилберта (4,5-3,32 млн лет). Отнесение авторами коричневых глин верхней пачки к кочковской свите (верхний плиоцен — нижний неоплейстоцен) только предполагается. Оно не доказано палеонтологически или другими методами. Нас в этом смущает низкое гипсометрическое положение этих спорных отложений. В раннечетвертичное время Алтай еще не имел такого глубокого расчленения как ныне. Другими словами, дневная поверхность в то время располагалась гипсометрически выше по отношению к современной долине.

В долинах р. Маймы и ее притоков описано несколько надпойменных террас. Вторая надпойменная терраса сохранилась только у слияния этой реки с ее притоком Бирюлей, а также у с. Кызыл-Озек. Относительная высота террасы 8-10 м. Галечный аллювий перекрыт чехлом суглинистых отложений мощностью 1,0-1,5 м. Аллювиальный материал имеет различную степень обработки водой и в основном кварцитовый состав.

На террасированных склонах доли-

ны Маймы с помощью буровых скважин и горных выработок был вскрыт галечниковый материал хорошей окатанности, находящийся на различной высоте относительно русла реки. Так, в устьевой части р. Улалушки, вблизи старого кладбища и выше местонахождения каменных орудий, на выровненной поверхности (20 м над рекой), среди суглинистого материала встречаются хорошо окатанные гальки кварцитов размером 3-5 см. Точно такой же материал встречен на плоских междуречьях ручьев 1, 2 и 3-я Еланда, впадающих с левой стороны в р. Майма выше с. Кызыл-Озек. Под небольшим слоем суглинистого материала вскрыты хорошо окатанные гальки кварцитов светло-серого цвета, сцементированные песчаным материалом. Галечник залегает на высоте 50-55 м над современным уровнем реки. Аналогичный материал был обнаружен и по руч. Мотькин лог (Барышников, 1990).

Эти находки указывают на то, что в прошлом в районе г. Горно-Алтайска существовала гидросеть, которая формировала русловую фацию из кварцитовых обломков. Судя по такому однообразному составу обломков, можно предполагать, что аллювий формировался за счет продуктов коры химического выветривания на водосборе, когда химически неустойчивые породы (сланцы, песчаники, граниты и пр.) были разрушены до состояния глин. И только кварциты могли сохраниться, в том числе и в аллювии.

Река была значительной протяженности, так как хорошую степень окатанности кварцитовые обломки могли приобрести только в ходе дальнего переноса. Позднее, в ходе многократной перестройки гидросети, аллювий древней мел-палеогеновой (?) реки

был переотложен, мелкозем был вынесен, а крупный валунно-галечниковый материал с каждым эрозионно-аккумулятивным циклом проецировался на более низкие уровни, входя как в аллювиальные, так и делювиально-склоновые отложения.

Террасы Катунь и ее притоков молодые. Так, 60-метровая терраса в с. Майма (более известная как «майминский вал» или «майминская морена») имеет возраст 28730 ± 995 лет (СОАН-2301). Радиоуглеродная дата была получена по кости мамонта, обнаруженной на глубине 8 м в шурфе, пройденном в районе ПМК-1105 в 1977 г.

Если высокая терраса имеет столь малый возраст, то более низкие террасы (и уровни склонов долины) должны быть еще моложе. Поэтому несомненно, что древние каменные орудия местонахождения Улалинка являются переотложенными и возраст стоянки не столь древний, как это представлялось ранее.

Практически все археологические памятники палеолитического возраста Горного Алтая сопровождалась нами геоморфологическими исследованиями. По многим из них были получены интересные материалы, способствующие не только более объективному подходу к решению вопроса о возрасте археологических находок, но и производить палеогеографическую реконструкцию территории горных стран.

Выводы. Таким образом, применение геоморфологических методов исследования археологических памятников палеолитического возраста является необходимым условием при археологических изысканиях, что будет способствовать получению достоверной информации о среде обитания древнего человека.

Исследование выполнено при финансо-

вой поддержке Минобрнауки РФ в рамках проекта РД 02-3.14-20 «Палеолитические культуры Горной Шории: схождение, пути развития, палеоэкология» (2002-2004); при финансовой поддержке РФФИ-РГО в рамках проекта № 13-05-41070 «Экстремальные природные явления горных стран в прошлом, настоящем и прогнозы на будущее (на примере Горного Алтая)» (2013-2015).

Литература

Барышников, Г.Я. Геологические условия залегания и проблема возраста Улалинской стоянки // Известия СО АН СССР. Серия история, филол. и философ. – 1990. – Вып. 2. – С. 28-33.

Барышников, Г.Я., Малолетко, А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 1997. – Ч. 1. – 164 с.

Барышников, Г.Я., Малолетко, А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 1998. – Ч. 2. – 279 с.

Деревянко, А.П. Некоторые проблемы каменного века на Алтае // Хронология и культурная принадлежность памятников каменного и бронзового веков Южной Сибири. – Барнаул, 1988. – С. 3-8.

Деревянко, А.П., Маркин, С.В. Палеолитические памятники бассейна р. Ануй // Комплексные исследования палеолитических объектов бассейна р. Ануй. – Новосибирск, 1990. – С. 5-30.

Деревянко, А.П., Лаухин, С.А., Малаева, Е.М., Куликов, О.А., Шуньков, М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Доклады РАН. – 1992. – Т. 323. – №3. – С. 509-513.

Малолетко, А.М. О геологическом возрасте Улалинской стоянки // Археология и краеведение Алтая: тез. докл. к конф. – Бар-

наул, 1972. – С. 7-9.

Монин, А.С., Шишков, Ю.А. История климатач – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 407 с.

Окладников, А.П. Сибирь в древнекаменном веке. Эпоха палеолита. Древняя Сибирь (макет 1 тома «Истории Сибири»). – Улан-Удэ, 1964. – С. 51-69.

Окладников, А.П. Улалинка — древнейшее палеолитическое поселение в Сибири // Известия СО АН СССР. Серия общественных наук. – 1970. – Вып. 1. – С. 131-133.

Окладников, А.П. Улалинка – древнепалеолитический памятник Сибири // Палеолит и неолит СССР (Мат-лы и иссл. по археол. СССР. №85). – 1972. – Т. 7. – С. 7-11.

Окладников, А.П., Рагозин, Л.А. О возрасте Улалинки — древнейшего палеолитического поселения Сибири // Изв. СО АН СССР. Сер. Обществ. наук. – 1978. – Вып. 2. – С. 118-122.

Окладников, А.П., Рагозин, Л.А. Загадки Улалинки // Советская этнография. – 1982. – №6. – С. 115-124.

Поспелова, Г.А., Гнибиденко, З.Н., Окладников, А.П. О возрасте поселения Улалинка по палеомагнитным данным. Археологический поиск (Северная Азия). – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. – С. 3-10.

Рагозин, Л.А. Древнейшему поселению Сибири — 1,5 млн лет? // Природа. – 1982. – №1. – С. 119-121.

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КРУПНЫХ ПОДПРУДНЫХ ВОДОЕМОВ НА ПАМИРЕ В СВЯЗИ С ГЕНЕРАЦИЕЙ СЕЛЕВЫХ ПАВОДКОВ

Лукашов А.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
smoluk@yandex.ru

Аннотация. В районе бадахшанского посёлка Мургаб в среднем течении одноимённой реки на поверхности нескольких сегментов одной из широко развитых террас, по-видимому, озёрного происхождения обнаружена гигантская рябь. Она охватывает верхи разреза среднеплейстоценового Аксуйского комплекса песчано-гравийных отложений среднего плейстоцена. Подобная морфоскульптура возникает в ходе флад-стримов — катастрофических селегенерирующих прорывов естественных плотин подпрудных (обструктивных) озёр, и поныне эпизодически возникающих выше гравитационных завалов в памирских ущельях. Террасы, сложенные осадками Асуйского комплекса, присутствуют также в среднем течении и в верховьях реки Аличур. Лимнический режим более значительного размаха, чем ныне, поддерживался меньшей испаряемостью ледниковой эпохи и, вероятно, большей высотой завальных плотин прошлого.

Ключевые слова: плотинные озёра, средний плейстоцен, бассейны завалов, Восточный Памир

Введение. В августе 2019 года автором осуществлён рекогносцировочный геоло-

го-геоморфологический маршрут по Восточному Памиру — с целью анализа вза-

имоотношений геологической структуры и рельефа конкретных ареалов распространения подпрудных озёр среднего плейстоцена. Маршрут был предпринят в пределы Мургабского района Горно-Бадахшанской области Республики Таджикистан с задачей опознания морфологических следов существования в прошлом и катастрофического селегенерирующего спуска крупных подпрудных озёр фладстримами в верховьях реки Мургаб — выше Сарезского озера — и в среднем течении реки Аличур — выше озера Яшилькуль.

Материалы и методы. На дне плотинных озёр среднего плейстоцена были отложены толщи отложений аксуйского комплекса, изученные в ходе геолого-съёмочных работ по составлению комплекта карт масштаба 1: 200 000 (Деникаев, 1965). Современные природные условия обследованного региона отвечают обстановке резко-континентального пустынного типа высотной поясности. Скучная годовая сумма осадков — < 100 мм, крайняя сухость — летняя относительная влажность < 40%, значительная годовая амплитуда среднемесячных температур воздуха — > 35° определяют распространение высокогорных пустынных ландшафтов с редкими вкраплениями центральноазиатских кобрезиевых лугов (нагорно-ксерофильный субтропический тип растительности). Однако, несмотря на экстремальную аридность ландшафтов, гидрографическая сеть территории обладает определённой сомкнутостью: реки Оксу (главная составляющая реки Мургаб-Бартанг) и Аличур (верховья р. Гунт), обладая мерзлотным и отчасти ледниковым питанием, в состоянии обеспечивать водную массу достаточно крупных обструктивных озёр: Сарезского и Яшилькуль. Немногочисленные бессточ-



Рисунок 1. «Гигантская рябь» на правобережной террасе долины р. Мургаб в районе аэропорта пос. Мургаб – на космическом снимке (Google maps).

ные озёра Нагорного Бадахшана представлены лишь крупным кратерным озером Кара-Куль (к юго-востоку от Пика Ленина в Залайском хребте), малыми реликтовыми озёрами Ранкуль и Шоркуль) в понижениях поверхности среднеплейстоценовых озёрных террас к северо-востоку от пос. Мургаб и Сасык-Куль к юго-западу от пос. Аличур.

Руководителем работ селевого отряда МГУ ст. н. сотрудником С.С. Черноморцем в районе посёлка Мургаб на космических снимках были дешифрованы следы «гигантской ряби» (устное сообщение) (рис. 1).

Данные дешифрирования явились им-

пульсом натурального обследования днищ «бассейнов завалов» — barrier family — в пределах водосборов рек Мургаб (верховья р. Бартанг) и Аличур (верховья р. Гунт).

Результаты и обсуждение. Ареалы «гигантской ряби», как показывает опыт ис-



Рисунок 2. Среднеплейстоценовая озерная терраса с «гигантской рябью» на левобережье р. Мургаб ниже одноименного районного центра. Урез реки под автомобильным мостом на Памирском тракте – 3630 м над у.м. Фото А. Лукашова.

следований в межгорных бассейнах Кордильер и во внутригорных впадинах Алтая, возникают на дне стремительно опорожняющихся подпрудных озёр в ходе «селегенерирующего» прорыва удерживавшей водную массу естественной плотины (Rudoy, 2002). Рябь на поверхности правобережной террасы р. Мургаб в районе местного аэропорта и на левобережье ниже посёлка мало контрастна на местности. Сама терраса отлично выражена морфологически как по правобережью, так и

по левобережью Мургаба (рис. 2).

Терраса сложена гравийно-песчаной толщей Аксуйского комплекса с тонкой горизонтальной слоистостью; наиболее чётко характер материала отслеживается в месте выхода Памирского тракта с юга к Мургабу (рис. 3). Это отложения прибрежных фаций подпрудного озерного водоема среднеплейстоценового возраста.

Отложения той же по высоте и облику террасы с близгоризонтальной поверхностью на правобережье Мургаба, над цен-



Рисунок 3. Гравийно-песчаная толща с тонкой горизонтальной слоистостью в месте выхода Памирского тракта с юга к Мургабу. В стенке дорожной полувыемки – отложения прибрежных фаций подпрудного озера среднего плейстоценового возраста.

Фото А. Лукашова.

тром посёлка, также демонстрируют тонкую слоистость озёрного типа. Здесь в разрезе преобладает тонко- и мелкозернистый песок с примесью слабоокатанного гравия.

Не исключено, что естественная завальная плотина, удерживавшая воды среднеплейстоценового Верхне-Мургабского озера, располагалась на тектонически активном отрезке ущелья Мургаба в районе кишлака Madian (30 км западнее районного центра) — в створе активного водоносного разлома СВ простирания — и её морфологические следы ещё заметны на местности. Разлом «отмечен» известными термами *Eli Suu*, находящимися в 45 км от с. Мургаб — по грунтовым дорогам. [Термы известны издревле, являются местом поклонения, и поныне их закрытые ванны используются местным населением

в бальнеологических целях].

В долине р. Аличур, на расстоянии в 17-18 км к западу от одноименного села, была прослежена чётко выраженная в рельефе терраса, сходная по облику с наблюдавшейся на Мургабе (рис. 4). По данным геологического картографирования (Деникаев, 1965), эта терраса также сложена осадками Аксуйского комплекса. Вероятно, и здесь в рельефе сохраняются следы древнего подпрудного водоёма. Современное озеро Яшилькуль, возможно, является «реминисценцией» среднеплейстоценового озёрного бассейна — наподобие того, как Большое Солёное озеро представляет собой «сухой остаток» знаменитого позднплейстоценового озера Бонневилл (штат Юта, США) (Gilbert, 1890).

Отрезки ущелий Мургаба (Бартанга) и



Рисунок 4. Предположительно среднеплейстоценовая озерная терраса на правобережье р. Аличур в 17-18 км к западу от одноименного села. Фото А. Лукашова.

Аличура (Гунта), в пределах которых неоднократно возникали горные плотинообразующие обвалы, «укладываются» в западную зону динамического влияния Зулумарт-Кызылдангского поперечного глубинного разлома, концентрирующего ареал возможного возникновения очагов коровых землетрясений максимальных энергетических классов (Белоусов, 1976).

Выводы. Морфологические свойства древних «обструктивных» — согласно классификации озёрных бассейнов У.М. Дэвиса (1882) — бассейнов в пределах Восточного Памира определялись формами долин подпруженных рек. В отличие от современных озёр, образовавшихся выше завальных плотин в глубоких ущельях Западного Памира, среднеплейстоценовые водоёмы широко разливались по слабо врезанным долинам мало контрастного рельефа Памира Восточ-

ного. Вероятно, этому способствовали как большая высота естественных плотин, так и меньшая испаряемость, свойственная ледниковым эпохам.

Автор искренне благодарен старшему научному сотруднику географического факультета МГУ С.С. Черноморцу за предоставление данных своего дешифрирования дистанционных изображений аномальных по рисунку урочищ Восточного Памира. Работы финансировались Департаментом Филиала Aga Khan Agency for Habitat в Республике Таджикистан — в соответствии с Договором о научном сотрудничестве между географическим факультетом МГУ и Филиалом АРАН в республике Таджикистан. Проведению полевых исследований способствовали организационная поддержка и транспортное обеспечение начальником Департамента Р.А. Бобовым, начальником

отдела ГИС Филиала АКАН Д. Курбонмамедовым и геологом Департамента У. Пирмухаммедовым. Фондовые материалы были любезно переданы в распоряжение автора кандидатом геолого-минералогических наук Ю.Х. Раимбековым. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Белоусов, Т.П. Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность – М.: Наука, 1976. – 119 с.

Деникаев, Ш.Ш. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба

1:200 000 листа J-43-XX, XXVI. – 1965.

Сковитина, Т.М. Плотинные озёра Саяно-Байкальской Становой горной области // Геоморфология. – 2002. – №3. – С. 79-87.

Davis, W.M. On the classification of the lake basins – Proceeding of the Boston Society of Natural History, 1882. – V. XXI. – P. 1880-1882.

Gilbert, G.K. Lake Bonneville. 1890.

Rudoy, A.N. Glacial dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // Quaternary International. – 2002. – 87. – p. 119-140.

МОРФОСТРУКТУРА САМБИЙСКОГО (КАЛИНИНГРАДСКОГО) ПОЛУОСТРОВА В СВЕТЕ АКТИВНОЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТЕКТониКИ

Шварев С.В.^{1,2}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия shvarev@igras.ru

²Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия shvarev@ifz.ru

Аннотация. Целью исследования является изучение деформаций в рыхлых отложениях, связанных с формированием морфоструктуры Самбийского (калининградского) полуострова. В ходе работ обнаружены и задокументированы деформации, связанные с тектонической активизацией разного возраста: а) разрывные нарушения, в том числе сбросы и взбросы с амплитудой от сантиметров до нескольких метров; б) складчатые нарушения — от микроскладок до пологих синклиналей с амплитудой до метров и шириной до первых сотен метров и сжатых антиклиналей; в) разнообразные формы разжижения, в том числе деформационные горизонты мощностью от 10 см до первых метров с пламеобразными текстурами, гомогенизированными слоистыми отложениями и внутрислойной фрагментацией. Параметры деформаций в рыхлых отложениях свидетельствуют об их связи с активными разрывными нарушениями, определяющими морфоструктуру Самбийского полуострова. Нарушения обнаружены во всех вскрывающихся отложениях от палеоген-неогеновых до позднеголоценовых. Установлена тесная взаимосвязь осадконакопления с активной тектонической деятельностью начиная со среднего плейстоцена. В отложениях зафиксированы следы 4-х этапов тектонической активизации: а) послемосковский; б) предвалдайский; в) раннеголоценовый; г) позднеголоценовый.

Ключевые слова: морфоструктура, Самбийский полуостров, активная тектоника, деформации рыхлых отложений, этапы тектонической активизации, неоплейстоцен, голоцен

Введение. Согласно данным геологических съемок, четвертичные отложения Самбийского (Калининградского) полуострова, включают все три звена неоплейстоцена и характеризуются комплексами ледниковых образований, чередующимися с озерными и морскими отложениями. Дочетвертичный рельеф весьма неровный с высотой поверхности в среднем от -60 до +20 м. Минимальные отметки дочетвертичной поверхности достигают -135 м, при этом узкие погребенные и переуглубленные «долины» образуют преимущественно ССВ-сеть с субширотными поперечными элементами (Загородных и др., 2001). Неровность ложа четвертичного чехла сопровождается крайней неравномерностью мощности плейстоценовых отложений, варьирующей в диапазоне от 4,5 м до 161 м (Казанов и др., 1983). Кроме узких понижений, поверхность коренных пород образует ступени и выступы. С большим основанием можно отнести характерные черты и площадного развития линейных понижений и вертикального разреза к блоковому строению с активным развитием в четвертичное время. С такой позицией вполне согласуются данные по деформации базовой для оценки неотектонических вертикальных движений поверхности нижнеолигоценовых морских отложений (Garetsky et al., 1998). Конфигурация изолиний определяет Самбийский полуостров как субширотный относительно стабильный, слабо воздымающийся массив, с трех сторон ограниченный зонами опусканий, достигающими 50-150 м. Эти опускания сопряжены с новейшими разломами (Сейсмотектоника..., 2009), входящими в систему Восточно-Балтийской

(Готландско-Балтийской) системы грабенов (Гарецкий, 1999) формирование которых происходило, в основном, в последние 300-400 т.л. (Левков, Карабанов, 1994). Формирование Самбийского полуострова как положительной структуры, по-видимому, относится к этому времени.

Одним из проявлений неотектонической активности Самбийского полуострова являются деформации четвертичных отложений, которые были обнаружены на территории исследований более 100 лет назад и отнесены к тектоническим в результате работ по геологическому картированию (Додонов и др., 1971). Изучение деформаций получило новое развитие после землетрясения 2004 г., когда в ходе работ по уточнению сейсмической опасности территории были установлены признаки тектонической и сейсмической активности в голоцене (Рогожин и др., 2014). Однако систематические данные по структурной и стратиграфической позиции, возрасту, генезису деформаций, их масштабам и кинематике до сих пор отсутствуют и получение их явилось основной задачей исследования.

Методы исследований. Изучение деформаций рыхлых отложений как признаков тектонической активности в плейстоцене базировалось на стандартных методах геолого-геоморфологических наблюдений с расчисткой естественных обнажений, отбором образцов для инструментального датирования (ИК-ОСЛ и радиоуглеродного) и фиксацией всех типов деформационных структур с определением их генезиса, стратиграфического положения и пространственно-кинематических параметров.

Результаты работ. На *первом ключевом участке* (рис. 1б) в береговом уступе высотой от 30-35 м до 40-44 м вскрывается толща, значительно меняющая характер вдоль уступа на протяжении первых километров. На севере в верхней части залегают позднеледниковые песчаные отложения, переработанные эоловыми процессами, подстилаемые выдержанным прослоем валдайской морены и водно-ледниковыми верхне-среднеплейстоценовыми бассейновыми преимущественно песчаными отложениями, развитыми до уреза моря. На юге в 30-35-метровом обрыве вскрываются в верхней части валдайские ледниковые супеси и суглинки с обломочным материалом, прослеживающиеся выдержанно на всем участке с устойчивой высотной позицией (около 30 м) и мощностью (около 2-3 м). Валдайская морена подстилается палеоген-неогеновыми горизонтально залегающими песками, суглинками, глинами с прослоями и включениями органики. Третичные отложения выступают узким асимметричным горстом, ограниченным с запада субвертикальной приразломной флексурой видимой амплитудой более 20 м ($Az_{\text{пд}} 250^\circ \angle 75-90^\circ$), по которой вблизи уреза моря контактируют с московской мореной, а выше — с межморенными бассейновыми песками. На восточном крыле горста (к северу вдоль берегового уступа) наблюдается ступенчатое понижение кровли неогеновых отложений (вплоть до погружения их ниже уреза моря) перекрытых московской мореной, поднимающейся вместе с неогеновыми отложениями до перекрывающей их в верхней части уступа валдайской морены. Над московской мореной залегают бассейновые пески двух генераций (предположительно Q_{2-3} и Q_3), разделенные

поверхностью размыва и выклинивающиеся вверх по разрезу в южном направлении и расширяющиеся вплоть до уреза моря — в северном. В средней части участка характерно сохранение валдайской морены в верхах разреза с частичным перекрытием её водно-ледниковыми осадками, подстилаемыми бассейновыми межморенными песками двух генераций, залегающими, в свою очередь на московской морене, кровля которой волнообразно поднимается или опускается ниже уреза моря. Ундулирующая московская морена конформно перекрывается нижней генерацией межморенных песков, складчатость которой варьирует от пологих синклиналей до сжатых антиклиналей с субмеридиональным простиранием ($Az_{\text{пр}} 175-180^\circ$). В нижней генерации межморенных песков отмечаются деформации разжижения в виде крупных (более 1 м в высоту) пламеобразных форм, придающих всей толще «кипящий» облик. В верхней генерации межморенных песков проявляется разжижение в виде гомогенизированных пятен в параллельно-слоистой толще, а также малоамплитудная складчатость и субвертикальные разрывы субмеридионального простирания ($Az_{\text{пд}} 170^\circ \angle 80-85^\circ$) со смещениями до первых десятков сантиметров (20-40 см), пронизывающие и нижележащие отложения. Отдельные разрывы ($Az_{\text{пд}} 78-85^\circ \angle 70-75^\circ$) проникают в перекрывающую пески валдайскую морену и вышележащие позднеледниковые пески, смещая их на крыльях до 3-5 см.

На *втором ключевом участке* (рис. 1в), береговой уступ значительно ниже — от 1,5-2 до 10-12 м, но ситуация принципиально не меняется, дополняясь только присутствием голоценовых отложений предположительно литориновой трансгрессии (Q_4),

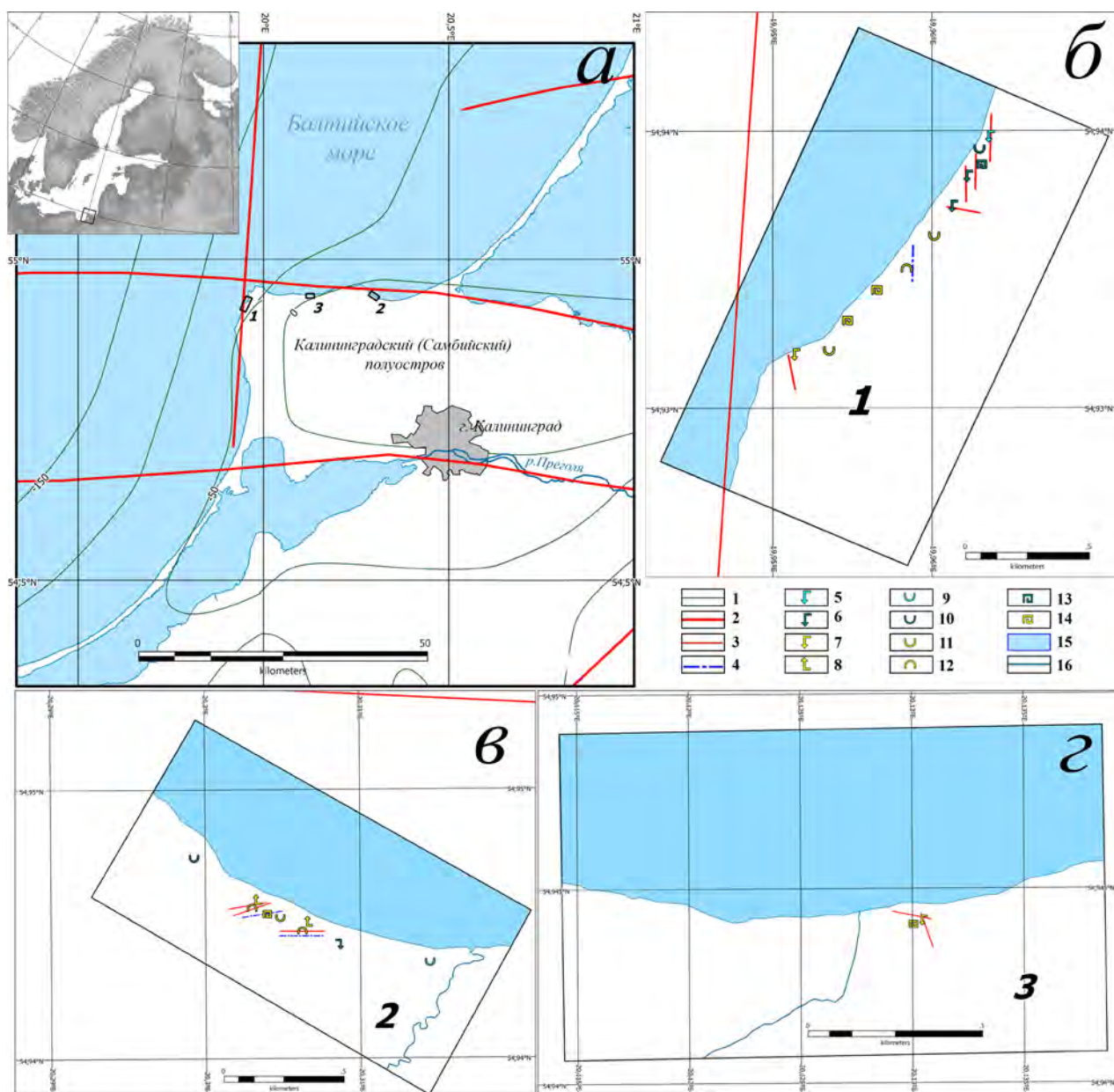


Рисунок 1. Схема расположения ключевых участков работ (а)

и деформации в рыхлых отложениях на участках 1-3 (б-г):

1 — изолинии поверхности отложений Pg3 (Garetsky et al., 1998);

2 — новейшие разрывные нарушения (Сейсмотектоника..., 2009);

деформации в рыхлых отложениях: 3 — простираание разрывов; 4 — простираание складок;

разрывные нарушения: 5 — голоценовые сбросы; 6 — позднеплейстоценовые сбросы;

средне-позднеплейстоценовые: 7 — сбросы; 8 — взбросы и надвиги;

складчатые нарушения: 9 — голоценовые синклинали; 10 — позднеплейстоценовые

синклинали; средне-позднеплейстоценовые: 11 — синклинали; 12 — антиклинали;

деформации сейсмогенного разжижения: 13 — позднеплейстоценовые; 14 — средне-

позднеплейстоценовые; элементы гидрографии: 15 — море; 16 — реки

развитых в приповерхностных частях низкой террасы, сопряженной с левым бортом долины р. Забава. Терраса постепенно увеличивает высоту в западном направлении от 1,5-2 до 7-8 м, при этом мощность литориновых песков (≈ 1 м) устойчиво сохраняется на всем протяжении (≈ 500 м), выклиниваясь только вблизи верхнего уровня. Поверхность террасы соответствует западному крылу пологой синклинали, осевую часть которой занимает русло р. Забава. Амплитуда синклинали около 7 м при ширине в несколько сотен метров. С востока на запад при подъеме бровки берегового уступа под литориновыми песками появляется горизонт валдайской морены мощностью около 2 м, поднимающийся к бровке террасы на высоту около 8-10 м и далее к западу устойчиво выдерживающий высоту. Под валдайской мореной залегают песчаные бассейновые отложения, нижняя часть которых облекает волнистообразную кровлю московской морены, то появляющуюся выше уреза и поднимающуюся в верхнюю часть берегового уступа смыкаясь с валдайской мореной, то погружающейся ниже уреза моря. Нижняя часть бассейновых межморенных песков ($Q_{2,3}$), конформно облекает кровлю московской морены и представляет собой сочетание пологих синклиналей шириной первые сотни метров и амплитудой до первых метров и узких сжатых асимметричных антиклиналей, сопряженных с субширотными взбросами и надвигами ($Az_{\text{пд}} 360^\circ \perp 75-80^\circ$; $Az_{\text{пд}} 330-340^\circ \perp 50-60^\circ$). В песчаных прослоях межморенной толщи наблюдаются выраженные горизонты с деформациями разжижения в виде пламеобразных текстур высотой до 10 см

На *третьем* ключевом участке (рис. 1г) береговой уступ высотой 35-37 м обнажа-

ет палеоген-неогеновую толщу субгоризонтально переслаивающихся песков, супесей, глин с характерными прослоями органики. Толща нарушена двумя крупными разрывами субмеридионального ($Az_{\text{пд}} 80-90^\circ \perp 50-55^\circ$) и субширотного ($Az_{\text{пд}} 180-190^\circ \perp 20-25^\circ$) простирания. Амплитуда разрывов не утановлена, но превышает 3-4 м по видимым в обнажении плоскостям. Субмеридиональный разрыв образует зону шириной до 0,5 м с интенсивным ожелезнением и разжижением.

Выводы. Морфоструктура Самбийского полуострова сформировалась в результате 4-х этапов тектонической активизации: а) послемосковского; б) предвалдайского; в) позднеледникового-раннеголоценового; г) позднеголоценового.

Пространственно-кинематические параметры разрывных и складчатых деформаций, фиксирующихся в береговых уступах, соответствуют фланговым элементам морфоструктуры с субмеридиональным простиранием вдоль западного обрамления и субширотным — вдоль северного.

Наиболее интенсивные тектонические движения относятся к наиболее ранним этапам (а), когда амплитуды вертикальных смещений по разрывам достигали первых десятков метров, позднее интенсивность снижалась, отражаясь в амплитудах от нескольких десятков см (б) до сантиметров и первых дециметров (в и г).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта №18-05-80087.

Литература

Гарецкий, Р.Г., Айзберг, Р.Е., Карабанов, А.К., Палиенко, В.П., Шляупа, А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Цен-

тральной Европы // Геотектоника. – 1999. – №5. – С. 3-14.

Додонов, А.Е. Дислокации кайнозойских отложений и их связь с неотектоникой на территории Калининградского полуострова // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Геология. – 1971. – №6. – С. 8-82

Загородных, В.А., Довбня, А.В., Жамойда, В.А. Стратиграфия Калининградского региона – Калининград, 2001. – 225 с.

Казанов, Ю.В., Макарова, Э.П., Иванова З.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибалтийская. Лист N-34-VIII, IX. Объяснительная записка – М., 1983. – 59 с.

Левков, Э.А., Карабанов, А.К. Неотектоника Беларуси // Литосфера. – 1994. – №1. – С. 119-126.

Рогожин, Е.А., Овсяченко, А.Н., Горбатилов, А.В., Лутиков, А.И., Новиков, С.С., Мараханов, А.В., Степанова, М.Ю., Андреева, Н.В., Ларьков, А.С. Детальная оценка сейсмической опасности территории Калининграда и тектонический анализ землетрясений 2004 г. // Инженерные

изыскания. – 2014. – №12. – С. 26-38

Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Бояркин С.А., Воейкова О.А., Гарецкий Р.Г., Донцова Г.Ю. Дудлер И.В., Иогансон Л.И., Карабанов А.К., Лутиков А.И., Макаров В.И., Несмеянов С.А., Николаев В.А., Никонов А.А., Ойзерман М.Т., Серебрякова Л.И., Сероглазов Р.Р., Хайме Н.М / под ред. Р.Г. Гарецкого и С.А. Несмеянова. – М.: Книга и бизнес, 2009. – 288 с.

Трифонов, В.Г., Соколов, С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник Российской академии наук. – 2017. – Т. 87. – №12. – с. 1091-1097.

Garetsky, R.G., Levkov, E.A., Schwab, G., Sokolowski, J., Stackebrandt, W. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene). Map of Scale 1:1 500 000. Neogeodynamica Baltica. Project No. 346 / Ed. by: Geological Survey of Brandenburg. – German. Kleinmachow, 1998/2000.

ФЛЮИДОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ: ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ НОВОЙ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ГРУППЫ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ДНА

Миронюк С.Г.

*Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
mironyuksg@gmail.com*

Аннотация. Рассмотрены особенности проявления морфолитогенеза связанного с «холодной» (термин П.Н. Кропоткина) разгрузкой флюидов. Помимо хорошо изученных грязевых вулканов, продуктом флюидного морфолитогенеза являются покмарки, купола газового вспучивания (домы), вулканоподобные бугры, выраженные в рельефе разрывные нарушения и др. В настоящей публикации показаны особенности происхождения и распространения указанных форм рельефа, отражена специфика слагающих их грунтов. При этом основной целью выполненной работы по обобщению материалов, собранных автором почти за 20 лет, было обоснование необходимости, в т.ч. для целей геоморфологического картографирования, выделения новой генетической группы рельефа, а именно, флюидогенной. Предло-

жено включить в легенды геоморфологических карт, а также карт геологических опасностей, информацию об объектах этой группы. Основными методами выявления и идентификации различных форм рассматриваемой группы рельефа являлись: многолучевое эхолотирование (МЛЭ) с помощью современных цифровых эхолотов типа Reson SeaBat T-20P, SIMRAD EK-500, Imagenex Delta-T и др., а также акустическое высокочастотное профилирование с помощью гидролокации бокового обзора (ГЛБО), позволяющая получить акустическое отображение (сонограммы) морского дна, в т.ч. числе микроформ рельефа.

Ключевые слова: флюиды, флюидный морфолитогенез, субаквальный флюидогенный рельеф, геоморфологическое картографирование, грязевые вулканы, покмарки, домы (купола газового вспучивания), карбонатные постройки

В своей классической работе Д.Г. Панов (Панов, 1963) к числу первоочередных задач морской геоморфологии отнес разработку «генетической классификации типов рельефа дна в пределах отдельных морфологических зон». Спустя более полувека эта проблема остается не до конца решенной (Зинченко, 2013). В частности, в рекомендованной общей легенде к геоморфологической карте, разрабатываемой в составе комплекта Госгеолкарт-1000/3, отсутствует (за исключением грязевых вулканов) упоминание о таких подводных формах рельефа, обусловленных миграцией флюидов, как покмарки и домы (купола газового вспучивания), газогидратные, ледогрунтовые, газопсаммитовые бугры (холмы) и др., которые мы относим к генетическому

типу флюидогенного рельефа (Миронюк и др., 2019). На сегодня имеется сравнительно небольшой опыт отображения на картах флюидогенных образований. Как правило, на геоморфологических картах и картах опасных геологических явлений различного масштаба, в т.ч. электронных, немасштабными знаками показывают площади распространения покмарок, глиняных диapiров, грязевых вулканов, соляных куполов. В частности, на мелкомасштабной геоморфологической карте Охотского моря показаны места развития покмарок (очень спорным является включение этих форм рельефа в группу «Эндогенные. Тектонические» формы) (Атлас «Геология и полезные ископаемые...», 2004).

В настоящее время явление инфильтра-

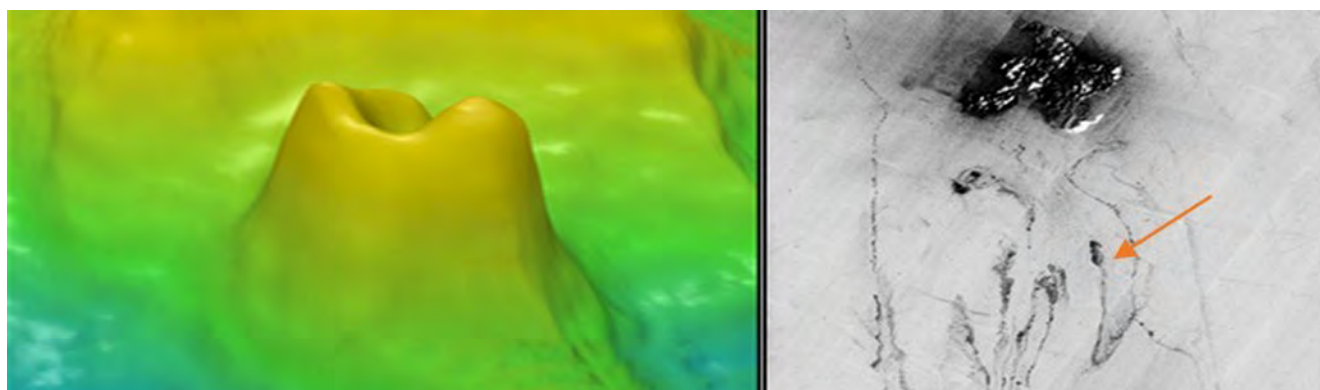


Рисунок 1. Грязевые вулкан «Питер Газ» и сопка (Туапсинский прогиб, Черное море). Красная стрелка — потоки сопочной брекчии

ции флюидов в водную толщу, в том числе из покмарок, общепризнано и показ зон их развития в качестве отдельного объекта картирования предусматривается на «Карте геологических опасностей Арктического и Дальневосточного шельфа», которая в настоящее время подготавливается во ВНИИ-Океангеологии (Рыбалко и др., 2020).

Говоря о флюидах, мы в контексте данной статьи имеем ввиду прежде всего такие природные вещества (их смеси), как газы, жидкие углеводороды, подземные (пластовые) воды, а также текучие осадки различного минерального и гранулометрического состава. В природе редко наблюдаются однокомпонентные флюиды. Чаще всего на морском дне образуются формы микро рельефа, созданные флюидными потоками, которые содержат газы, жидкости и частицы горных пород и осадков.

Так, например, вертикальные фокусированные потоки существенно газопелитовых флюидов создают грязевые вулканы и сопки (рис. 1), при преобладании в смесях флюидов песка образуются газопсаммитовые вулканы и т.д.

При определенных термодинамических условиях и при высоких концентрациях метана в составе флюидов на поверхности морского дна возникают газогидратные бугры, а в арктических шельфовых морях — ледогрунтовые диапироподобные бугры (возможно, благодаря дроссельному эффекту — охлаждению отложений за счет расширения газов) и т.д.

Следует отметить, что многие из указанных форм рельефа еще не нашли свое место в соответствующих генетических классификациях (Никифоров, 2006), отсутствует их описание и в учебных пособиях по морской геоморфологии (Арчиков,

1983). Между тем, изучение литодинамических потоков (холодных, преимущественно восходящих инъекций флюидов), механизма создаваемых ими форм рельефа и геологических тел, Н.А. Флоренсов (1973) рассматривал в качестве одной из важнейших задач геоморфологии.

Решая эту задачу на примере соляной тектоники и грязевого вулканизма, Н.С. Благоголин (1985) пришел к выводу, что указанные процессы являлись в ряде районов важным фактором рельефообразования.

Конусы классических грязевых вулканов, как известно, сложены сопочной брекчией. Однако, как показали исследования лютовулканизма последних лет (Исаев, Корольков, 2019), в том числе и наши (Миронюк и др., 2011), конусы амагматических вулканов, в зависимости от состава восходящих инъекционных поступлений, могут быть сложены песком, супесью, суглинком. В этой связи В.П. Исаев и А.Т. Корольков (2019) предлагают именовать вулканы, образованные выбросами газа с песком, газокластитовыми, или газопсаммитовыми.

Процессы «холодной» дегазации углеводородов — глобальное явление, оно известно практически во всех морях Мирового океана, а также на озере Байкал. Детально признаки флюидного литогенеза (Беленицкая, 2011) были описаны в Черном, Азовском, Баренцевом, море Лаптевых, Норвежском и др. морях (Дударев, 2016, Глазырин, 2013, Леин и др., 2000, Сокур, Омельчук, 2019, Чамов и др., 2015). Признаками проявления флюидного литогенеза прежде всего являются специфические горные породы и минералы (Юдович, 2009), а также флюидогенные формы рельефа. В частности, очаги концентрированной разгрузки флюидов часто маркируются ореолами ау-

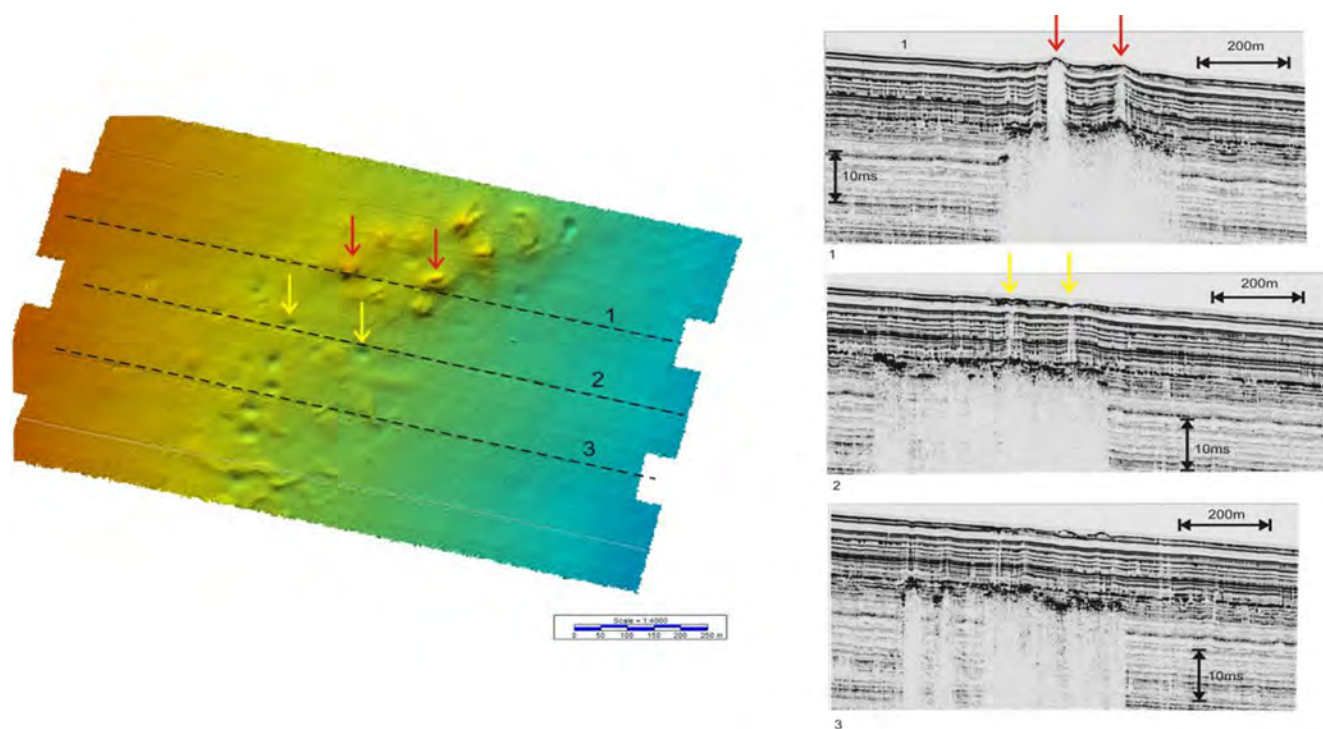


Рисунок 2. Дома и покмарки на дне Черного моря. Слева — цифровая модель рельефа; справа — профилограммы (красные стрелки — дома, желтые — покмарки)

тигенных карбонатов и железомарганцевых образований.

Особая заслуга в изучении областей разгрузки фокусированных флюидных потоков в глубоководных районах ряда морей (Черном, Средиземном и Норвежском) принадлежит Н.М. Иванову (1999). Важнейшим выводом его исследований является констатация того, что причинами возникновения фокусированных флюидных потоков являются области аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в осадочном чехле морских бассейнов и наличие зон с повышенной вертикальной проницаемостью разреза (разрывных нарушений).

Изучение современных донных отложений в очагах разгрузки флюидов показало, что здесь образуются своеобразные формы рельефа, происходит формирование специфических коррелятивных им донных отложений типа сопочной брекчии, газо-

и гидратонасыщенные осадки, а также биохеогенные отложения с повышенной карбонатностью, сульфидностью, углеродистостью (Беленицкая, 2011). Таким образом, накопленный к настоящему времени материал о субаквальном рельефе и геологических образованиях в очагах разгрузки флюидов дает основание для выделения нового типа морфолитогенеза — флюидного. Основная роль в этом процессе в качестве рельефообразующего фактора после выхода флюидов на донную поверхность в область осадконакопления из флюидовыводящих структур (т.н. «газовых труб») принадлежит напорной миграции флюидов, преимущественно в форме инъекций (по Ю.А. Косыгину), но в ряде случаев в виде газо-гидроразрыва.

Как и вулканогенно-тектонический тип морфолитогенеза (Ионин и др., 1981), флюидный морфолитогенез является азональ-

ным. Установлено, что подавляющее большинство флюидогенных форм рельефа: грязевых вулканов, глиняных диапиров, покмарков и домов, — приурочено к тектонически активным зонам: коллизии, субдукции (аккреционным клиньям), псевдосубдукции, рифтогенеза, разрывным нарушениям.

Наиболее распространенными микроформами флюидогенного рельефа являются грязевые вулканы и сопки, купола газового вспучивания (домы) и разной формы и размеров воронки (покмарки) (рис. 2).

Краткий региональный обзор наиболее часто встречаемых флюидогенных форм рельефа, изученных нами в различных морях РФ, представлен в работах (Миронюк, 2010, Миронюк и др., 2017, Миронюк и др., 2019).

В зависимости от геологических, геохимических, термобарических и др. условий разгрузки флюидов, положительные формы рельефа могут быть сложены газо- и гидратонасыщенными породами, а также осадками, аномальными по своему составу и свойствам по сравнению с отложениями морского дна вне очагов разгрузки флюидов.

На сегодняшний день отсутствует завершённая, отвечающая современному уровню требований классификация этих форм. Имеется лишь классификация покмарков (Jiangxin et al., 2015), а также общая классификация геоморфологических систем (Dove et al., 2016), в которой выделена группа форм рельефа, образованная миграцией флюидов, включающая: покмарки, уступы (разрывные нарушения), карбонатные постройки, глиняные диапиры, грязевые вулканы, формы, образованные растворением пород.

На основе перечня выявленных флю-

идогенных образований, методических аспектов классифицирования форм рельефа, литературных источников и требований методических документов (Требования по созданию..., 2005, Методическое руководство..., 2009), а также с целью сохранения преемственности в области картосоставления (опыт школы ВСЕГЕИ) нами предлагается дополнить легенду «Геоморфологической карты» (Требования по созданию..., 2005) еще одной генетической группой субаквального рельефа — флюидогенной, включающей деструктивную (формы рельефа: кратеры и кальдеры проседания грязевых вулканов, покмарки, уступы и др.), аккумулятивную (конусы грязевых, газокластитовых вулканов, потоки сопочной брекчии и др.) и деформационную (домы, газогидратные, ледогрунтовые бугры и др.) подгруппы.

Таким образом, весь имеющийся материал дает основание для выделения нового специфического типа морфолитогенеза — флюидного и новой генетической группы субаквального рельефа.

Литература

Арчиков, Е.И. Морская геоморфология – Владивосток: Изд-во Дальневосточного университета, 1983. – 116 с.

Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России». 3-21. Охотское море. Геоморфология. Сваричевский, А.С. М. 1 : 5 000 000 – М.: Научный мир, 2004. – 108 с.

Беленицкая, Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. – 2011. – Том 153. – Кн. 4. – С. 97-113.

Благоволин, Н.С. Роль соляной тектоники и грязевого вулканизма в восходящем

массопереносе и рельефообразовании // Геоморфология. – 1985. – №2. – С. 17-26.

Глазырин, Е.А. Признаки флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Азовского моря // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Мат. VII Всерос. литолог. совещания. Новосибирск, 28-31 октября 2013 г. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2013. – Том. I. – С. 209-211.

Дударев, О.В. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Автореферат дисс.... докт. геол.-минерал. наук. Владивосток, 2016. – 49 с.

Зинченко, А.Г. Проблемы геоморфологического картографирования арктического шельфа России (на примере «Госгеолкарты-1000/3») // Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та. – 2013. – С. 53-54.

Иванов, М.К. Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов. Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1999. – 222 с.

Ионин, А.С., Медведев, В.С., Павлидис Ю.А. Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. – М.: Наука, 1981. – С. 5-34.

Исаев, В.П., Корольков, А.Т. Грязевые вулканы озера Байкал и Прибайкалья // Сборник материалов 4-ой Международной научно-практической конференции «Инновации в геологии, геофизике и географии-2019», г. Севастополь 03-06 июля 2019 г. [Электронное издание]– М.: Издательство Перо, 2019. – С. 57-59.

Леин, А.Ю., Пименов, Н.В., Саввичев, А.С. и др. Метан как источник органического вещества и углекислоты кар-

бонатов на холодном сипе в Норвежском море // Геохимия. – 2000. – №3. – С. 268–281.

Методическое руководство по геоморфологическому картографированию дна акваторий (морского и океанического дна) в комплекте Госгеолкарты 1000/3 – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 49 с.

Миронюк, С.Г. Грязевые вулканы Азово-Черноморского бассейна и прилегающей территории и оценка их опасности для зданий и сооружений // ГеоРиск. – 2010. – №3. – С. 20-28.

Миронюк, С.Г. Инженерно-геологические аспекты изучения субаквальных флюидогенных образований. Новые идеи в науках о Земле [Электронный ресурс]. Т. 3. – М.: МГРИ-РГГУ, 2019. – С. 171-178.

Миронюк, С.Г., Иванова, А.М., Скворцов С.В. Геологические опасности на северо-восточном шельфе о. Сахалин (район устройства Кириного месторождения) // Геология морей и океанов: материалы XIX Международной науч. конф. (Школы) по морской геологии (Москва, 14-18 нояб. 2011 г.). – М., 2011. – Т. V. – С. 139-143.

Миронюк, С.Г., Мысливец, В.И., Иванова, А.А. Флюидный морфолитогенез на морском дне (на примере морей, омывающих берега России) // Материалы научных мероприятий, приуроченных к 15-летию Южного научного центра Российской академии наук. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2017. – С. 278-281.

Миронюк, С.Г., Иванова, А.А., Хлебникова, О.А. Флюидогенные формы рельефа как индикаторы нефтегазоносности недр шельфа // Труды VII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2018)». Том II. – Тверь: ООО ПолиПРЕСС, 2019. – С. 120-125.

Никифоров, С.Л. Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Дисс. ... доктора географ. наук. М., 2006. – 314 с.

Панов, Д.Г. Морфология дна Мирового океана – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 228 с.

Рыбалко, А.Е., Щербаков, В.А., Захаров, М.С., Локтев, А.С., Иванова, В.В., Исаева, О.В., Мотычко, В.В., Карташев, А.О., Беляев, П.Ю. Новая инженерно-геологическая карта шельфа арктических морей России // *Neftegas.ru offshore*. – 2020. – Т. 97. – №1. – С. 44-51.

Сокур, О.Н., Омельчук, А.В. Донные карбонатные постройки — объекты для поисков углеводородного сырья // *Геол. журн.* – 2019. – №2 (367). – С. 38-48.

Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты 1000/3: геоморфологическая карта – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2005. – 47 с.

Флоренсов, Н.А. Очерки структурной геоморфологии – М.: Наука, 1978. – 237 с.

Юдович, Я.Е. Флюидное минералообразование — альтернатива литогенезу? Обзор // *Уральский геологический журнал*. – 2009. – №4 (70). – С. 31-80.

Чамов, Н.П., Костылева, В.В., Соколов, С.Ю., Котельников, А.Е. О возможном влиянии газоносных флюидов на состав донных отложений в районе свода Федынского (Баренцево море) // *Вестник РУДН. Серия «Инженерные исследования»*. – 2015. – №1. – С. 62-72.

Dove, D., Bradwell, T., Carter, G. et al. Seabed Geomorphology: a twopart classification system // *Marine Geoscience Programme Open Report OR/16/001*. Edinburgh. British Geological Survey, 2016. – 13 p.

Jiangxin, C., Haibin, S., Yongxian, G. et al. Morphologies, classification and genesis of pockmarks, mud volcanoes and associated fluid escape features in the northern Zhongjiannan Basin, South China Sea. *Deep-Sea Research II*. – 2015. – 122. – P. 106-117.

АНТРОПОЦЕН КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Янина Т.А.¹, Свиточ А.А.¹, Хошраван Г.²

¹*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, paleo@inbox.ru*

²*Национальный центр по изучению Каспийского моря, Сари, Иран, h_khoshravan@yahoo.com*

Аннотация. На основе анализа голоценовой толщи отложений в Северном Каспии, на дагестанском побережье Среднего Каспия и на иранском побережье Южного Каспия выявлены необратимые изменения в биосистеме Каспийского моря, вызванные деятельностью человека. Новокаспийские (голоценовые) фаунистические комплексы, в отличие от плейстоценовых, отражают смену биотических условий бассейна — вселение черноморских видов. Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распре-

делении видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора. Для каспийских эндемиков фактический ареал распространения много меньше, чем их потенциальный ареал, что является важной особенностью современного биоразнообразия малакофауны Каспийского моря. Современное развитие малакофауны Каспия, приводя к кажущемуся увеличению биоразнообразия моллюсков за счет появления новых таксонов, на самом деле ведет к потере биоразнообразия на глобальном уровне, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за 800 тыс. лет его плейстоценовой истории, в подобие азово-черноморских. Антропогенная необратимая трансформация естественных экосистем — важная отличительная черта антропоцена. Этот период рассматривается нами как антропоценовый для Каспийского моря.

Ключевые слова: Каспийское море, голоцен, новокаспийская трансгрессия, малакофауна, биоразнообразие, антропогенное влияние, антропоцен

Введение. Термин Антропоцен был введен в научный обиход в работах (Crutzen, Stoermer, 2000, Crutzen, 2002) как обозначение эпохи, завершающей голоцен, эпохи активного влияния человека на природные системы. Авторами было предложено его начало соотносить с концом 18 века, с эпохой промышленной революции в Северо-Западной Европе. Рабочей группой Международного союза геологических наук (IUGS) после изучения этого вопроса внесено предложение считать началом антропоцена середину 20 века, период отклонения траектории Земли и годы первых ядерных испытаний. Нами выполнен анализ изменений в биосистеме Каспийского моря, позволяющий выявить необратимые изменения, связанные с деятельностью человека.

Материалы и методы. Основой для реконструкций явились комплексные исследования голоценовой толщи осадков Каспия, строение которой отражает трансгрессивно-регрессивные события разного масштаба. Нами выполнено изучение материалов инженерно-геологического бурения и донных колонок из Северного Каспия. Керн изучен литологическим, фаунистическим и геохронологическим методами. Радиоу-

глеродные датировки по раковинному материалу и гуминовым кислотам получены в лабораториях Московского и Санкт-Петербургского государственных университетов, Санкт-Петербургского педагогического университета и в Институте географии РАН. Аналогичные палеогеографические исследования голоценовых отложений выполнены на дагестанском побережье (Средний Каспий) на Туралинском научно-исследовательском полигоне Московского университета (35 км южнее г. Махачкала) и на иранском побережье (Южный Каспий) в провинциях Гилян и Мазандаран.

Результаты и обсуждение. Анализ голоценовой толщи осадков в Северном Каспии показал, что новокаспийские отложения, согласно данным сейсмоакустического профилирования, несогласно перекрывают верхнехвалынские осадки и палеоврезы мангышлакской регрессивной эпохи. Новокаспийская толща неоднородна по строению. В ней выделяются 5 сейсмоакустических комплексов (nk1-nk5). Комплексы nk1 и nk3 отличаются преимущественно слоистой структурой, определяемой протяженными субгоризонтальными отражающими поверхностями. Комплексы nk2 и nk4 предн

ставляют собой фации заполнения русел и/или озерных впадин, наиболее крупные из которых прорезают всю толщу новокаспийских, часто мангышлакских и верхнехвалынских, отложений на глубину до 10 м. Маломощный верхний комплекс nk5 несомненно перекрывает отложения комплексов nk4 и nk3 и сложен песчано-раковинными осадками (Безродных и др., 2018).

Нижний слой (nk1) представляет собой разнопесчаные отложения, иногда с супесчаными прослоями, включающие раковины каспийских моллюсков *Didacna barbotdemarnyi*, *D. baeri*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *A. vitrea*, *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Dr. polymorpha caspia*, *Theodoxus pallasii*, *Clessiniola variabilis*, *Micromelania caspia*, с редкими представителями пресноводной фауны *Unio sp.* Слой, залегающий выше (nk3), характеризуется усилением роли дидакн *Didacna barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *D. trigonoides*, а также появлением раковин *Cerastoderma glaucum*. Видовой состав в верхнем новокаспийском слое самый многочисленный, он включает *Cerastoderma glaucum*, *Didacna barbotdemarnyi*, *D. baeri*, *D. longipes*, *D. trigonoides*, *D. pyramidata*, *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Dr. polymorpha caspia*, *Theodoxus pallasii*, *Monodacna caspia*, *M. Angusticostata*, *Adacna vitrea*, *A. laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Clessiniola variabilis*, *Micromelania caspia*, в самой верхней его части появляются *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Палеодепрессии (nk2 и nk4) заполнены в основном тонкослоистыми глинистыми осадками, обогащенными растительным детритом. В составе фаунистического материала преобладают раковины пресноводных моллюсков (*Viviparus viviparus*, *Unio sp.*, *Lymnaea stagnalis*, *Planorbis sp.*).

Таким образом, в строении осадочной толщи Северного Каспия зафиксированы трансгрессивно-регрессивные стадии новокаспийской трансгрессии. Они были вызваны изменениями климата разного масштаба и направленности. Радиоуглеродное датирование раковинного материала и органики из отложений разных стадий позволило определить возраст этих событий в истории Каспия (Безродных и др., 2018). Первая трансгрессивная стадия датируется интервалом 8200-5600 лет назад; вторая охватывала временной интервал 3600-3400 лет назад. В развитии третьей стадии, охарактеризованной двумя группами дат 1700-1100 и 700-360 лет назад, hiatus между ними дает основание к предположению о снижении уровня Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период). Первая регрессивная стадия имела возрастные рамки 5600-3700 лет назад; вторая датируется периодом 3080-2300 лет назад.

Трансгрессивные стадии охарактеризованы разными малакофаунистическими сообществами: в раннем новокаспийском бассейне господствовали слабо солоноватоводные виды при незначительном участии моллюсков рода *Didacna*; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков рода *Didacna* и появлением *Cerastoderma glaucum*; видовой состав поздней стадии аналогичен современному, на последних этапах ее развития появились черноморские виды *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В регрессивные стадии усиливалось влияние пресных вод, следствием чего отмечалось широкое распространение слабо солоноватоводных и пресноводных видов.

В сводном разрезе Туралинского района (Средний Каспий) присутствуют морские отложения всего каспийского голоцена (Янина и др., 2011, Van de Velde et al., 2019). Толща, отражающая сложную историю бассейна в новокаспийскую трансгрессивную эпоху, с глубоким размывом залегает на верхнехвалынских трансгрессивных отложениях. Завершают разрез современные каспийские осадки. Малакофаунистический анализ новокаспийских осадков показал, что в составе фауны отдельных стадий трансгрессии в целом выявляется та же закономерность, что и в распределении малакофауны по разрезу новокаспийской толщи Северного Каспия, но при общем широком распространении представителей крассоидной группы видов. Нижние новокаспийские слои не содержат *Cerastoderma glaucum*, А.А. Свиточем они даже выделены как отложения самостоятельной дагестанской трансгрессии (Свиточ, 2011). В средней части новокаспийской толщи появляются представители этого вида, их относительное количество увеличивается вверх по разрезу. В современных осадках сводного разреза появляются раковины видов *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Аналогичные закономерности в распределении малакофауны по разрезу отмечены нами и в новокаспийских отложениях побережья Ирана (Южный Каспий) (Свиточ и др., 2013). Отличием малакофаунистического состава в целом является господство крассоидных дидакн среди раковин моллюсков этого рода.

Виды *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata* являются черноморскими (средиземноморскими) видами, расселившимися в Черном море в середине голоцена в результате развития в нем морской межледниковой трансгрессии, вызвав-

шей проникновение в бассейн средиземноморских вод. Убедительные доказательства путей проникновения *Cerastoderma glaucum* в Каспий отсутствуют. Геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования Манычского пролива между Понтом и Каспием в послехвалынскую эпоху в настоящее время не существует. Авторы склоняются к предположению, что *Cerastoderma glaucum* проникли в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии Понта, когда в долине Западного Маныча существовал морской залив, заселенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии — ряд остаточных соленых озер. Из морского залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи человека, употребляющего эти моллюски в пищу, а также использующего их для ритуальных целей (в образцах раковинного материала из археологических раскопок доминируют церастодермы), этот эврибионтный вид попал в новокаспийский бассейн. Один из способов его проникновения — лодки древнего человека, доставлявшиеся по рекам из моря в озеро и т.д., о которых упоминается в археологических публикациях. Авторы считают проникновение *Cerastoderma glaucum* в Каспий из новочерноморского бассейна Понта обязанным человеку. *Mytilaster lineatus* занесен в Каспийское море случайно при переброске судов из Азово-Черноморского бассейна во время Гражданской войны в начале XX в., впервые зафиксирован в Каспии в 1928 г. *Abra ovata* акклиматизирован в Каспии в середине прошлого века с целью улучшения кормовой базы осетровых рыб. В настоящее время в донных биоценозах Каспия эти три вида доминируют.

Состав моллюсков Каспийского моря представляет собой результат эволюционных процессов в плейстоценовых фаунах,

происходивших в условиях климатических изменений и трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейна (Янина, 2005). Каждый водоем был охарактеризован своей неповторимой природной средой. Обширные трансгрессивные бассейны отличались несколько пониженной соленостью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них), малые трансгрессии характеризовались самой высокой среди каспийских трансгрессий соленостью. В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» (обширные) и «теплые» (малые) трансгрессии. Каспийские бассейны в плейстоцене были заселены солоноватоводной фауной немногочисленных родов, из них кардииды (четыре рода) являются каспийскими автохтонами. Малакофаунистический анализ показал, что, несмотря на трансгрессивно-регрессивную ритмику Каспия значительной амплитуды, родовой состав моллюсков оставался неизменным. В основном происходили эволюционные изменения на видовом и подвидовом уровне в составе рода *Didacna* — каждому каспийскому бассейну отвечал уникальный состав дидакн. И лишь в голоценовом новокаспийском бассейне отмечается широкое расселение морского вида *Cerastoderma glaucum*, а в современную эпоху — *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Новокаспийские (голоценовые) комплексы, в отличие от плейстоценовых, отражают смену биотических условий бассейна — вселение черноморских видов. Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Очевидно, в результате эволюционного развития от малого числа родственных видов каспийские автохтоны стали обладать

универсальными качествами, но слабой специализацией видов, что обеспечило стабильность и относительную устойчивость сообществ к изменениям факторов среды, но сделало их неконкурентоспособными к морским вселенцам.

Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распределении отдельных видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора. Для каспийских эндемиков фактический ареал распространения много меньше, чем их потенциальный ареал, что является важной особенностью современного биоразнообразия малакофауны Каспийского моря.

Можно утверждать, что современное развитие малакофауны Каспия, приводя к кажущемуся увеличению биоразнообразия моллюсков за счет появления новых таксонов, на самом деле ведет к потере биоразнообразия на глобальном уровне, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за 800 тыс. лет его плейстоценовой истории, в подобие азово-черноморских.

Антропогенная необратимая трансформация естественных экосистем — важная отличительная черта антропоцена. Этот период рассматривается нами как антропоценовый для Каспийского моря.

Исследования выполнены: в Северном Каспии — в рамках проекта РФФ №16-17-10103; на дагестанском побережье — в рамках проекта РФФИ №19-05-01004; на иранском побережье — в рамках проекта РФФИ №17-55-560012.

Литература

Безродных, Ю.П., Янина, Т.А., Сорокин, В.М., Романюк, Б.Ф. Структура оса-

дочной толщии голоцена Северного Каспия как отражение изменений климата и уровня моря // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2018. – №5. – С. 52–60.

Свиточ, А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2011. – №2. – С. 28–37.

Свиточ, А.А., Бадюкова, Е.Н., Шейхи, Б., Янина, Т.А. Геолого-геоморфологическое строение и новейшая история развития иранского побережья Каспия // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 451. – №4. – С. 451–457.

Янина, Т.А. Дидакны Понто-Каспия – М.-Смоленск: Маджента, 2005. – 300 с.

Янина, Т.А., Свиточ, А.А., Весселинг Ф. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2011. – №2. – С. 38-48.

Crutzen, P.J. Geology of Mankind // Nature. – 2002. – 415. – P. 23.

Crutzen, P.J., Stoermer, E.F. The Anthropocene // Global Change Newsletters. – 2000. – №41. – P. 17-18.

Van de Velde, S., Wesselingh, F., Yanina, T., Anistratenko, V., Neubauer, T., Poortene, J., Vonhoff, H., Kroonenberg, S. Mollusc biodiversity in late Holocene nearshore environments of the Caspian Sea: A baseline for the current biodiversity crisis // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2019. – P. 1-40. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.109364.

К СТОЛЕТИЮ РОССИЙСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Жиров А.И., Лопатин Д.В., Болтрамович С.Ф., Рыбалко А.Е.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, zhirov84@mail.ru, lopatin12@yandex.ru, alek-rybalko@yandex.ru, boltramovich@mail.ru

Аннотация. Второе десятилетие XXI века ознаменовалось столетним рубежом российской геоморфологии. За этот долгий срок она преодолела несколько последовательных этапов. Геоморфология выросла из синтеза физической географии и геологии, однако в 20-30-е годы XX века отечественную науку развивали в основном специалисты-геологи. В это время были написаны первые учебники, составлены первые карты, произошло организационное оформление геоморфологического образования и исследований. Основным центром развития российской геоморфологии примерно до середины XX в. был Ленинградский государственный университет. В тот период в российской и мировой науке о рельефе сформировались два основных направления — эволюционное и тектоническое — и были заложены основы для развития прикладных отраслей. Во второй половине XX века на ведущие роли выдвинулся московский геоморфологический центр, и до конца столетия российская геоморфология двигалась в общемировом фарватере, развивая оригинальные идеи на международном уровне. В конце XX столетия геоморфология столкнулась с новыми вызовами для дальнейшего развития, обусловленными изменившимися условиями и потребностями. В настоящее время перед геоморфологией открыто пространство выбора основного пути: 1) теоретического, с использованием системного подхода и морфодинамической концепции; 2) технологического, через развитие цифровизации и ГИС-технологий; 3) интегративного, через расширение связей с естественно- и общественно-географическими дисциплинами. Мы полагаем, что использо-

вание системно-морфологического подхода А.Н. Ласточкина применительно к объектам всех наук о Земле и создание на этой основе расширенной геоморфологии могут сыграть важнейшую интегративную роль, необходимую для эффективной организации многих мультидисциплинарных исследований.

Ключевые слова: российская геоморфология, столетие, этапы развития, новые вызовы

Введение. Во втором десятилетии XXI века был отмечен столетний юбилей российской геоморфологии. Эта «круглая» дата предполагает общий обзор и подведение итогов.

К 1914 г. относится первое упоминание термина «геоморфология» в российской научной литературе (Ласкарев, 1914). Два года позже на Высших географических курсах в Петрограде начинают читать курс лекций по геоморфологии. А 18 декабря 1918 г. на базе курсов сформирован Географический институт, где создана первая в стране кафедра физической географии и геоморфологии. В 1924 г. она вошла в состав Ленинградского государственного университета и таким образом является старейшей в России. Вторая кафедра, геоморфологии и палеогеографии, была создана в 1944 г. в Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова.

Что внесла российская геоморфология за сто лет своего существования в мировую науку о рельефе? Какие проблемы стоят сейчас перед российской геоморфологией и как они перекликаются с общемировыми тенденциями развития науки?

Отличительной чертой русской геоморфологической школы в XIX–XX вв. являлась хорошая осведомлённость в фундаментальных достижениях западной науки. На дореволюционном этапе развития этому способствовало требование заказчика исследований в лице государства

к публикации отчётов кроме русского на основных европейских языках: немецком, французском или английском. В советское время знание трудов западных геоморфологов поддерживала государственная служба научно-технической информации. В силу минимальных контактов этого времени советская и западная наука развивались изолированно друг от друга.

Современный этап развития геоморфологии отсчитывается с последнего десятилетия XX века. Российские ученые снова стали частью мирового процесса. Широкое использование материалов дистанционных съемок, геофизических данных, цифровых моделей рельефа, развитие ГИС-технологий сильно повлияли на научное развитие. Вопросы унификации и формализации процедуры геоморфологического картографирования, выделения и систематики элементов и форм земной поверхности, их стандартизированной характеристики стоят перед учеными и постепенно решаются в ходе международного диалога.

Объект исследования геоморфологии — земная поверхность. Она является не только местом взаимодействия человека со всеми геокомпонентами, но и основным пространством его жизни и деятельности. От зарождения *Homo sapiens* и древних цивилизаций до его последующих миграций, изменения физиологии и морфологии, языковых особенностей и образа жизни. Это позволяет говорить уже не о традиционной, но неогеоформологии (Haff, 2002).

Использование нового понятийно-методического аппарата нашей науки применительно к объектам всех наук о Земле ведет к созданию расширенной геоморфологии (Ласточкин, 2011). Последняя может сыграть важнейшую интегративную роль в качестве морфологического основания общей теории геосистем.

Результаты. XIX век — первая половина XX века. На первоначальном этапе своего развития в XIX веке российские географы шли параллельным курсом с западными учёными, используя все их плодотворные идеи, обогащая своими прорывными разработками. Нагляден пример Петра Алексеевича Кропоткина, который обнаружил и исследовал следы ледникового периода в Восточной Сибири, доказал несостоятельность дрифтовой концепции рассеивания валунов по равнинам Европы и ввёл понятие «вечная мерзлота». Он тесно сотрудничал с «Британской энциклопедией», для которой в 1875—1911 гг. написал целый ряд статей по географии России.

На развитие русской геоморфологии конца XIX и вплоть до второй половины XX в. существенное влияние оказали фундаментальные труды В. Дэвиса о цикличности развития возрождённых гор, работы В. Пенка о морфологическом анализе и Л. Кинга о роли поверхностей выравнивания в рельефе континентов и мн. др. Мысли В. Дэвиса во многом перекликаются с подобными идеями И.Д. Черского (1886 г.).

С конца XIX и первой половины XX в. господствующим научным направлением было историческое или эволюционное (климатическое). Геоморфологи основное внимание уделяли вопросам происхождения и эволюции рельефа в ущерб изучению морфологии. В. Дэвис и его многочисленные

ученики дедуктивным путем производили модели «географического цикла», в которых начало рельефообразования связывалось с быстрым тектоническим поднятием и сопровождалось развитием денудации в различных стадиях — «молодость», «зрелость» и «старость» (Goudie, 2004, p. 432). Названные этапы развития всего сущего были выведены и русским философом К.Н. Леонтьевым в XIX веке.

Организация Русским географическим императорским обществом исследований рельефа Сибири, Внутренней и Центральной Азии дали толчок обособлению геоморфологии в отдельную самостоятельную науку, выделившуюся из географии и геологии во втором десятилетии XX в. На рубеже веков огромную роль в развитии геоморфологии сыграли эволюционисты В.В. Докучаев и Д.Н. Анучин. Они и А.П. Павлов со своими учениками заложили основы эволюционной геоморфологической школы Московского университета и Института географии РАН. Российская геоморфология как наука и учебная дисциплина зародилась именно в это время под влиянием выдающихся геологов и геоморфологов, учеников Д.Н. Анучина: Я.С. Эдельштейна, Л.С. Берга и И.Д. Лукашевича.

Одним из тех, чьи идеи, получили заслуженное признание, не только в России, но и мире, был первый заведующий кафедрой геоморфологии, геолог-геоморфолог, создатель российской тектонической школы М.М. Тетяев. Он и его коллега Д.И. Мушкетов явились родоначальниками школы структурной геоморфологии и новейшей тектоники. Для него и его последователей был характерен приоритет тектонических движений в рельефообразовании, а ведущим экзодинамическим фактором, индика-

тором тектонических движений, считалась работа речной эрозии. Тектоно-геоморфологические идеи М.М. Тетяева, благодаря его ученику В.В. Белоусову, получили широкое признание в мировой тектонической науке на протяжении XX века. Под влиянием его и Д.И. Мушкетова родилась неотектоническая школа С.С. Шульца, приверженцами которой стали выдающиеся геологи и геоморфологи Н.А. Флоренсов, А.Ф. Грачёв, Г.Ф. Уфимцев, Е.Е. Мусатов и мн. др.

Геоморфология выросла из синтеза физической географии и геологии. Однако в первой половине XX века российскую геоморфологию продвигали в основном геологи. Например, Я.С. Эдельштейн, будучи заведующим кафедрой геоморфологии Ленинградского государственного университета, с 1944 по 1949 гг. также возглавлял кафедру общей геологии. Он являлся и одним из руководителей Геологического комитета, старейшего геологического учреждения России, созданного еще в 1882 г. Я.С. Эдельштейну принадлежит первый российский учебник по геоморфологии (Эдельштейн, 1931). Он также поддерживал постоянные внешние научные контакты, выступил организатором Международной конференции по изучению четвертичных отложений и XVII Международного геологического конгресса (1932, 1937 гг.).

Ленинградский государственный университет до конца Великой Отечественной войны и сразу после неё оставался центром развития отечественной геоморфологии. Молодой и талантливый ученый ЛГУ К.К. Марков внес вклад в развитие российской и мировой практики геоморфологического картографирования. Им сформулирована триада содержания геоморфологических карт: морфология, генезис и

возраст. Тем самым были заложены основы систематики рельефа. Зарубежные исследователи присоединились к этому тезису, назвав их тремя ключевыми элементами геоморфологии (Huggett, 2011).

В начале XX века в мировой геоморфологии, как отмечает В. Бейкер (Baker, 1988), исследования разделились на два главных направления: структурно-геоморфологическое (*descriptive methods*) и эволюционное (*historical methods*, или *geomorphogeny*). Второй подход стал доминирующим — как в мировой, так и российской науке. Выдающимися представителями эволюционного направления были выпускники ЛГУ К.К. Марков и И.П. Герасимов, последователи идей В. Дэвиса и В. Пенка. В мировую науку они вошли как палеогеографы и геоморфологи. Их труды лежат на стыке геоморфологии, палеогеографии и четвертичной геологии. Благодаря К.К. Маркову впервые в России начинают применяться методы относительного датирования отложений и рельефа — палинологического и диатомового анализа, создаются соответствующие лаборатории в ЛГУ. Одновременно развивается региональный геоморфологический анализ и основы прикладного применения геоморфологии. Я.С. Эдельштейн и его ученик И.Н. Гладцин придавали большое значение унификации и стандартизации полевого описания рельефа. Ими изданы справочные руководства (1932, 1935, 1947 гг.) по полевым геоморфологическим исследованиям.

В целом до Второй мировой войны российская и мировая геоморфология фактически шли рука об руку, решая общие проблемы и нащупывая сходные решения. В российской, как и мировой, геоморфологии в это время оформились минимум два основных направления — эволюционное (эк-

зогенное — климатическое, обслуживающее решение географических проблем) и тектоническое (эндогенное — структурно-геоморфологическое, обслуживающее решение геологических задач). Зародились и были заложены основы для дальнейшего развития прикладных отраслей геоморфологии. Ряд идей российских геоморфологов вошли в анналы не только отечественной, но и мировой геоморфологии.

Вместе с тем, как справедливо отметил М. Чёрч о геоморфологии в целом (Church, 2010), она отчасти «задержалась в XIX веке» — вплоть до начала Второй мировой войны и заново сформировалась лишь позднее, занявшись решением прикладных задач. В России толчок прикладному применению геоморфологических знаний дала индустриализация страны в конце 20-х – начале 30-х годов. Она потребовала государственной природно-ресурсной съёмки масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, а также инженерных изысканий. Это обусловило развитие прикладного геоморфологического картографирования, а также динамической, инженерной и поисковой геоморфологии.

Вторая половина XX века. В послевоенные годы в стране опять активно развернулись природно-ресурсные съёмки для решения задач строительства, поисков и добычи полезных ископаемых и стали широко использоваться материалы аэрокосмических съёмок и радиолокации. Была завершена топографическая и геологическая полевая съёмка всей страны, что дало мощный импульс развитию геоморфологии.

Ученице К.К. Маркова З.А. Сваричевской удалось еще в 1937 г. создать рабочую легенду и макет крупномасштабных

геоморфологических карт. Она послужила основой для унификации процесса геоморфологической классификации и картографирования. После войны К.К. Марков предложил модель развития рельефа в виде сочетания нескольких развивающихся под воздействием тектоники и денудации геоморфологических уровней.

Геоморфология превратилась в автономную науку с чётким предметом исследования — рельефом земной поверхности — и методикой анализа: регионального, орографического и морфометрического. Геоморфологическое картографирование стало во многих странах основным методом представления материалов исследования.

В 50-е годы продолжает развиваться региональная геоморфология и её прикладные аспекты — инженерная геоморфология (Т.В. Звонкова, Ю.Г. Симонов и др.). Выделяется в отдельную дисциплину поисковая геоморфология рудных, нерудных и нефтегазовых месторождений полезных ископаемых, где данные геоморфологических съёмок играют роль «службы наведения на цель» (Н.Г. Чочиа) более дорогих методов сейсморазведки и бурения. Используя индикационные свойства рельефа, все активнее внедряются аэро-, а позднее и космосъёмка, геофизические методы. В связи с необходимостью строительства многочисленных объектов, в том числе и гидротехнических, происходит быстрое развитие изучения флювиальных процессов. Например, создается такое прикладное направление как экспериментальное русловедение (Н.И. Маккавеев и др.).

В это время сделаны многие важные шаги и в теоретической части науки. Выдающийся вклад в развитие мировой геоморфологии внес И.П. Герасимов, чья модель

развития рельефа связана с воздействием тектонического фактора и представляет собой надрегиональные геотектуры с внутренним строением в виде морфоструктур и наложением на них морфоскульптур. Труды его ученика Ю.А. Мещерякова и В.П. Философова морфоструктурный анализ стал вектором развития структурной и поисковой геоморфологии.

Созданы концепции: о геоморфологическом этапе в геологической истории Земли (И.П. Герасимов, Ю.А. Мещеряков, Г.Ф. Уфимцев), о литодинамическом потоке, внутриконтинентальном горообразовании, геоморфологических формациях, месте структурной геоморфологии в геоморфологии (Н.А. Флоренсов). Расцвели научно-педагогические школы И.С. Щукина в МГУ, С.С. Шульца — в ЛГУ, М.В. Тронева в Томском ГУ, Г.И. Худякова во Владивостоке, Н.А. Флоренсова в Иркутске. Геоморфологические лаборатории появились в институтах РАН. Геологической службой стал успешно использоваться региональный геоморфологический анализ. Большой вклад в гипергенную геоморфологию внес Ю.П. Селиверстов, в учение о морфолитогенезе — С.С. Воскресенский и Ю.Г. Симонов, в антропогенную геоморфологию — Ю.В. Артюхин. По инициативе Ю.А. Мещерякова в 1970 г. учрежден журнал «Геоморфология».

Активно развивалась в данный период морская геоморфология, хотя основные морфоструктурные элементы Мирового океана были известны с экспедиции «Челленджера» в 1872 году. Появление этого направления связано с расширением данных о батиметрии Мирового океана после II-ой Мировой войны, что связано с внедрением в практику работ прецизионного эхолота. От-

крытия этого времени связаны с именами М.Юинга, Б. Хигена, Г. Менарда. Советские ученые, такие, как Г.Б. Удинцев, А.В. Живаго, А.В. Ильин, также внесли свой вклад в познание рельефа океана, особенно в изучение рельефа берегов и дна Северного Ледовитого океана. Г.Г. Матишев ввел в науку понятие о подводном перигляциале, М.А. Спиридонов, вслед за норвежцами, выделил особое направление — геоморфологию гляциальных шельфов, которая позднее интенсивно развивалась Ю.А. Павлидисом и Ф.А. Щербаковым. С 70-х годов прошлого века геоморфологическое направление стало одним из ведущих при геологическом картировании шельфов. Упомянем и А.Г. Зинченко, составившую геоморфологические карты к листам миллионных карт.

Особой отраслью стала геоморфология морских берегов, зарождение которой во многом было связано с Ф. Шепардом, а в СССР с В.П. Зенковичем. Была сформулирована концепция о единстве потока энергии, преобразующего подводный береговой склон и надводную часть берега, которая оказалась очень плодотворной при решении практических задач. Это направление развивалось усилиями В.В. Лонгинова, О.К. Леонтьева, П.А. Каплина, П.Ф. Бровко, Е.И. Игнатова и др. В СССР была создана мощная береговая служба, обеспечивающая устойчивость берегов.

Со второй половины 50-х годов начинается также активное исследование Антарктиды. Российская геоморфология внесла значительный вклад в изучение подледно-подводного рельефа южного континента, который длительное время оставался «белым пятном» Земли. К концу XX века материалы радиолокационного профилирования позволили создать между-

народную базу данных о гипсо- и батиметрии подледной поверхности Антарктиды (BEDMAP-1). Это помогло детально изучить строение ее рельефа, его возможное происхождение и процессы, влияющие на формирование в прошлом и преобразование в настоящем. Большая часть полученных результатов содержится в геоморфологических атласах Антарктики (Геоморфологический, 2011; The Antarctic, 2013) на русском и английском языках и монографиях А.Н. Ласточкина (Ласточкин, 2006, 2007). Однако первые заключения о подледном рельефе Антарктиды были сделаны еще в конце 60-х — 70-х годов XX века (Капица, 1968; Значко-Яворский, 1977).

С конца 60-х годов в России приступают к радиоуглеродным методам абсолютного датирования четвертичных отложений, что на порядок повысило качество палеогеографических исследований, связанных с изучением процессов рельефообразования.

В это же время происходит развитие планетарной геоморфологии. В 40-70-е годы активно изучался рельеф Луны, а позднее — Марса, Венеры и других планетарных тел, в чем заслуга таких подвижников, как А.В. Хабаков, Г.Н. Каттерфельд и П.С. Воронов. Они впервые применили сравнительно-планетологический подход в изучении рельефа, геологического строения планет и планетарной трещиноватости Земли.

До конца XX века российская геоморфология развивалась в общемировом фарватере, выдвигая оригинальные и интересные идеи и концепции (И.П. Герасимов, С.С. Шульц, Ю.А. Мещеряков, Н.А. Флоренсов, В.П. Философов, Д.А. Тимофеев, Ю.Г. Симонов, А.Н. Ласточкин и др.), во многом развивая идеи Л. Кинга, Ж. Трикара,

А. Болига и др. Основные геоморфологические направления, получившие развитие в России, и их яркие представители отображены в таблице 1.

Конец XX века — начало XXI века. Перестройка политической и экономической систем в 90-х годах XX в. поставила перед геоморфологией России задачи по активизации усилий в прикладной сфере. Происходила гуманитаризация науки и сосредоточение усилий в обеспечении информацией для решения инженерных задач. Начинает развиваться социальная геоморфология — планировочная, экологическая, рекреационная, эстетическая и урбогеоморфология (Д.А. Тимофеев, Ю.Г. Симонов, Э.А. Лихачева, О.А. Борсук, Г.Ф. Уфимцев, А.В. Бредихин, А.Г. Желамский и др.). При решении практических задач используются спектрзональные и многозональные КС и АФС, которые сопоставляются в ГИС с цифровой моделью рельефа и в корреляции с геофизическими данными. Публикуется морфодинамическая концепция А.Н. Ласточкина (Ласточкин, 1987). Одновременно на Западе и в России стали развиваться и применяться в геоморфологических исследованиях ГИС-технологии с использованием как эксклюзивных пакетов, так и появившихся позднее многофункциональных программных инструментов — таких, как ArcINFO, MapInfo, ERDAS Imagine, ArcGIS. Получили развитие и новые методы абсолютного датирования отложений, в частности, уран-ториевый. Вместе с тем из-за неопределённости в понятиях классификационных единиц российская геоморфология постепенно теряет в этот период своего основного заказчика — Государственную геологическую карту масштаба 1:1 000 000.

К началу двухтысячных годов россий-

Таблица 1. Главные направления развития геоморфологии России в персоналиях.

Научные направления	Основоположники	Последующие лидеры	Последователи
Общая геоморфология	Я.С. Эдельштейн, И.С. Щукин	Д.А. Тимофеев	О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов, В.П. Чичагов, Н.П. Костенко
Структурная геоморфология	М.М. Тетяев	С.С. Шульц, В.А. Обручев, И.П. Герасимов, Н.И. Николаев	Ю.А. Мещеряков, Н.А. Флоренсов, В.П. Философов, Г.И. Худяков, А.Ф. Грачёв, Г.Ф. Уфимцев
Эволюционная геоморфология	Д.Н. Анучин, Л.С. Берг	К.К. Марков	Д.Б. Малаховский, Д.Ю. Большианов, А.А. Величко, В.И. Астахов, А.В. Панин
Горно-гляциальная	П.П. Кропоткин	М.В. Тронов, А.К. Рюмин	Л.Н. Ивановский
Динамическая и инженерная	И.В. Мушкетов	Т.В. Звонкова, Д.А. Тимофеев, С.С. Воскресенский	Ю.Г. Симонов, Э.А. Лихачёва, В.И. Кружалин, Д.В. Лопатин
Морская	М.В. Клёнова	О.К. Леонтьев, В.П. Зенкович, Г.А. Сафьянов	А.Н. Ласточкин, М.А. Спиридонов, Е.И. Игнатов, А.И. Ильин
Систематика и картографирование	М.М. Тетяев	К.К. Марков	З.А. Сваричевская, А.И. Спиридонов, Г.С. Ганешин, А.Н. Ласточкин, Д.В. Борисевич, Л.Б. Аристархова
Социальная и экологическая	И.П. Герасимов	Д.А. Тимофеев	Н.В. Скублова, Э.А. Лихачева, А.В. Бредихин, С.И. Большов, О.А. Борсук, А.А. Лукашов, В.И. Мысливец, А.И. Жиров
Поисковая	Ю.А. Билибин	А.И. Спиридонов, С.С. Воскресенский, И.Н. Томсон, М.А. Фаворская, Ю.Г. Сафонов	А.А. Лукашов, Д.В. Лопатин, А.А. Гаврилов, В.И. Микляев, И.К. Волчанская, А.Н. Ласточкин, В.В. Бутвиловский, И.С. Воскресенский

ская геоморфология столкнулась с новым спектром задач. И здесь перед ней, как и перед мировой геоморфологией, открываются два пути развития. Первый, путь развития традиционной геоморфологии (историко-генетической, структурно-тектонической, инженерно-экологической), в условиях стремительного развития компьютерных и ГИС-технологий, цифрового геоморфологического картографирования и математизации анализа, накопления больших по объему баз геофизической информации, совершенствования методов абсолютного датирования отложений. Наука становится все более математически строгой, даже «геофизической», по мнению зарубежных исследователей.

Но остались нерешенными кардинальные вопросы даже в такой традиционной сфере как унификация морфологических элементарных единиц и геоморфологическое картографирование. Эта проблема волнует и западных коллег. В концептуальной статье М. Бишоп с соавторами указывают на нерешенность в рамках геоморфологического картографирования не только технических и технологических, но и ряда теоретических, содержательных вопросов (Bishop et al., 2012). Поэтому, хотя геоморфологические карты имеют общие черты с геологическими (возраст) и почвенными картами, «геоморфология редко используется правительством, коммерческими пользователями, в сравнении с геологией и педологией» (Goudie, 2004). Начиная с 1980-х годов, по мнению Э. Гуди, геоморфология вошла в фазу унификации, что было сигналом перехода в качество зрелой современной науки (Goudie, 2004, p. 433). В геоморфологии возникла потребность утвердить свою идентичность и отличие от других

наук о Земле (Rhoads, Thorn, 1996).

В нашей стране Д.А. Тимофеев, выдающийся теоретик геоморфологии, переводчик и аналитик зарубежной науки, сформулировал три закона, определяющих автономность геоморфологии среди наук о Земле (Тимофеев, 2011). Среди общих оснований науки о рельефе он выделял пять: морфологию рельефа, его генезис и возраст, эволюцию развития, прикладные аспекты и учение о взаимосвязи сил морфолитогенеза. Однако весь ход развития смежных с геоморфологией дисциплин свидетельствует о том, что в основе любой классификации природных явлений должно лежать что-то одно базисное. Все остальные компоненты являются надстроечными. Таким базисом для геоморфологии предлагается считать морфологию рельефа. Именно строгое познание морфологии может стать ключом к решению многих проблем геоморфологии и геоморфологического картографирования. Геоморфологам, по мнению М. Бишоп, необходимо обратить внимание на содержание карты, терминологию, определение необходимых четких критериев отображения, оценку объективности методов и возможность повторяемости результатов (Bishop et al., 2012, p. 24).

На решение этих проблем нацелено учение российского геоморфолога А.Н. Ласточкина. Его главным звеном является морфологическая классификация элементов и форм земной поверхности как системная основа для всех наук о Земле. В Италии геоморфологи из университета Салерно также активно используют при геоморфологическом картографировании гребневые и килевые линии, линии выпуклых и вогнутых перегибов и включают их в геоморфологическую информационную систему (GmIS)

(Guida et al., 2009, p. 109-110). В России Т.П. Варшанина (Варшанина, 2014) показала возможности компьютерной геоморфологической картографии по выделению элементов рельефа.

Для второго, интегративного, направления развития геоморфологии характерен поиск точек соприкосновения не только с науками о Земле, но и с общественными науками и экологией. В России с конца XX века в соответствии с тенденциями эволюции мировой науки началось развитие разных ветвей социальной геоморфологии: экологической, рекреационной, эстетической и урбанистической. Многие вопросы влияния рельефа на образ жизни, формирование этносов, их миграции, зарождение древних цивилизаций затрагивал в своих трудах географ и историк Л.Н. Гумилев. Его идеи развивает А.Е. Федоров, напрямую связывая зарождение человека и цивилизаций, его миграции, активность военных действий с рельефом, тектоническим строением и режимом разных регионов Земли (Федоров, 2010). В.Н. Невский считает, что структурные единицы геоморфологии — элементы, формы и типы рельефа — идеальные объекты для новаций: они обладают морфологической и динамической целостностью, а потому пригодны для творческих операций и манипуляций, в том числе моделирования (Невский, 2015, с. 12).

Это напрямую перекликается с призывами таких исследователей как Саммерфилд (Summerfield, 2005), который предполагает, что геоморфология должна играть важную роль в мультидисциплинарных исследованиях как каркасная основа, и О. Слэймэйкер (Slaymaker, 2009), который обосновывает переориентацию геоморфологов на сохранение окружающей среды. Геоморфология,

по его мнению, должна стать не только наукой с сильным экологическим креном, но и наукой «нового типа», претендующей на интегрирующую роль в географии. А как считают российские геоморфологи, — и в системе наук о Земле в целом.

Выводы. В настоящее время российская и мировая геоморфология переживает непростой период своего развития. Геоморфологи все более заинтересованы в решении социально-экономических проблем, оценке изменений окружающей среды, воздействия человека на нее, во взаимодействии с социально-гуманитарными науками. Это отражает стремление к усилению системности геоморфологических исследований. Выбор приоритетного направления развития требует единения усилий геоморфологов всего мира для дальнейшей экспансии своей науки: создания геоморфологического кодекса, стандартизирующего геоморфологические исследования, предполагающего унификацию и стандартизацию понятийного аппарата, процедур геоморфологического описания, выделения и картирования элементов рельефа и их более сложных сочетаний. Предлагаем объединить опыт геоморфологических исследований и инновационных идей российских исследователей с технологическими достижениями и теоретическими работами ученых всех стран. Это поможет геоморфологам найти достойные ответы на вызовы XXI века.

Литература

Варшанина, Т.П., Корецкий, В.В., Плисенко, О.А., Теплоухов, С.В., Шехов, З.А. Возможности автоматизированной ординации геоморфосистем на основе эмпирически объективной информационно-математической 3D модели геометрической поверхности рельефа // Труды XXXV Пле-

нума ГКРАН, 2016. – Т. I. – С. 331-335.

Геоморфологический атлас Антарктиды / Главный редактор Ласточкин А.Н. – СПб.: ЗАО «Карта», 2011. – 25 с.

Значко-Яворский, Г.А. Рельеф Антарктиды // Антарктика. – 1977. – Вып. 16.

Капица, А.П. Подледный рельеф Антарктиды – М.: Наука, 1968. – 100 с.

Ласкарев, В.Д. Геологическое исследование в юго-западной России (17-й лист геологической карты Европейской России) // Труды Геологического Комитета, новая серия. – 1914. – Вып. 77-й.

Ласточкин, А.Н. Морфодинамический анализ – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

Ласточкин, А.Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики // Теория, методика и результаты. Том 1. Общие геоморфологические исследования. – СПб. СПбГУ, 2006. – 204 с.; Том 2. Специальные геоморфологические исследования – СПб. СПбГУ, 2007. – 244 с.

Ласточкин, А.Н. Общая теория геосистем – СПб.: Лема, 2011. – 980 с.

Невский, В.Н. Геоморфология и Постмодерн // Научный диалог. – 2015. – № 2(38). – С. 6-20.

Тимофеев, Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии: Избр. труды – М.: Медиа-Пресс, 2011. – 526 с.

Фёдоров, А.Е. Влияние геологических факторов на историю человечества // Пространство и Время. – 2010. – №2. – С. 152-163.

Эдельштейн, Я.С. Конспект лекций по геоморфологии – Л.: ЛГУ, 1931. – 195 с.

Waker, V.R. Geological fluvial geomorphology – Geological Society of America Bulletin. 1988. - 100. – p. 1157-1162.

Bishop, M.P., James, L.A.,

Shroder, Jr. J. F., Walsh S.J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research // Geomorphology. – 2012. – 137. – P. 5-26.

Church, M. The trajectory of geomorphology // Progress in Physical Geography. – 2010. – Vol. 34. – № 3. – p. 265-286.

Goudie, A.S. (Ed.). Encyclopedia of geomorphology. Volume 1 and 2 – Routledge Ltd, London, New York, 2004. – 1156 p.

Guida, D., De Pippo, T., Cestari, A., Siervo, V., Valente, A. Applications of the hierarchic GIS-based geomorphological mapping system. The Role of Geomorphology in Land Management // Abstract Volume Third AIGEO National Conference. 2009. 13-18 September. Modena. Italy. - P. 109-110.

Haff, P.K. Neogeomorphology // EOS, Transactions of the American Geophysical Union. 2002. - 83(29). – 310 p.

Huggett, R.J. Fundamentals of Geomorphology (3rd Edition, Routledge Fundamentals of Physical Geography) – Routledge. Taylor & Francis Group. 2011. – 533 p.

Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.). The Scientific Nature of Geomorphology – Chichester. Wiley. 1996. – 490 p.

Slaymaker, O. The future of geomorphology // Geography Compass. – 2009. – V. 3. – P. 329-349.

Summerfield, M.A. The changing landscape of geomorphology // Earth Surface Processes and Landforms. – 2005. – Vol. 30. – P. 779-781.

The Antarctic. Geomorphologic Atlas. International issue / Ed. A.N. Lastochkin. – SPb.: Publ. House «Karta», 2013. – 168 p.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕШЕНИЯ АКТУАЛЬНЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ, ЭКОНОМИЧЕСКИХ И СОЦИАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОСМОДРОМОВ МИРА

Авдонина А.М., Болысов С.И.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
ukeltik@bk.ru, sibol1954@bk.ru*

Аннотация. Качественной работе космодрома всегда предшествует выбор места его размещения. Во многом он зависит от физико-географического положения, в частности — от рельефа территории. Геоморфологическое строение вкупе с геологическим определяет выбор удобных мест для размещения сооружений. В статье на основе литературы о расположении космодромов мира анализируются геоморфологические факторы их проектирования и строительства и рассматривается выбор их размещения в зависимости от рельефа местности (с учетом иных факторов). Выделены важнейшие геоморфологические факторы, влияющие на логику размещения космодромов: широта как положение на глобальной форме рельефа — Земном шаре (его твердой поверхности), относительная близость к побережью Мирового океана, по возможности — удаленность от границ литосферных плит, наличие субгоризонтальных участков на уровне мезо- и микрорельефа. Определена «идеальная» геоморфологическая позиция для космодромов. Приведена характеристика рельефа для ключевых по количеству успешных пусков космодромов для лидирующих в космической отрасли государств (РФ, США, Китай) и регионально-локальных геоморфологических особенностей и тенденций размещения для всех 27 основных космодромов мира. Показано положение космодромов на геоморфологической карте мира, составленной О.К. Леонтьевым, Н.В. Башениной, В.К. Бронниковой.

Ключевые слова: космодромы, геоморфология, запуск ракетносителей, рельеф, опасные процессы

Введение. В современном мире немыслимо развитие космонавтики, пилотируемых полетов и исследования космоса без постоянного развития и совершенствования космодромов. Одним из важных факторов выбора места для космодромов является его физико-географическое положение (наряду

с экономическими и политическими факторами). И, несомненно, немалую роль в этом выборе играет рельеф. Вместе с тем, до сих пор почти нет работ, в которых анализируются геоморфологические предпочтения для существующих в мире космодромов. Этим, по нашему мнению, и определяется

актуальность данной работы. Работа основана на обобщении публикаций и картографических материалов, посвященных расположению космодромов. Всего в настоящее время действуют 27 основных космодромов (не считая небольших частных космических центров и сугубо военных баз).

Геоморфологическое положение таких сложных инженерно-технических сооружений, которые представляют собой космодромы, следует рассматривать на разных уровнях и, соответственно, в разных масштабах — от глобального (мелкий масштаб) до конкретного локального (детальный).

Положение на глобальной форме рельефа. Наиболее важной для позиции космодромов является широта: как известно, наибольшие центробежные силы, обусловленные осевым вращением Земли, — в экваториальных широтах, и именно здесь космическим аппаратам требуются наименьшие энергозатраты для достижения второй космической скорости, необходимой для выхода в космическое пространство. Каждый градус отклонения от экватора обходится примерно в 100 м/с дополнительного набора скорости космическим аппаратом. Казалось бы, широта — не вполне геоморфологический аспект, однако, по нашему мнению, справедливой является точка зрения Г.И. Рычагова (2006), который предлагает рассматривать саму **форму Земли — планетарной (или глобальной) формой рельефа высшего уровня.** И в таком случае широтное положение космодромов — это именно геоморфологическая их позиция. При старте с экватора ракета-носитель (РН) сразу получает дополнительную скорость 465 м/с в направлении на восток, обусловленную вращением Земли. Для сравнения: для Плесецка, расположенного на 62° с.ш.,

величина этой дополнительной скорости равна 211 м/с, для Байконура (46° с.ш.) — 315. Траектории запуска РН обычно прокладываются в восточном направлении. Исключение составляет израильский космодром Пальмахим (31° с.ш), который вынужден по политическим причинам производить запуски в сторону, противоположную вращению Земли (Левченко и др., 2012). Из 27 крупнейших и наиболее значимых космодромов мира 8 (29,6%) космодромов находятся между северным и южным тропиками и 4 из них (14,8%) имеют широту до 10° — Бразильские Куру, Алякантара, Баррейра-ду-Инферну и Sea Launch (морская платформа). Вынужденно располагаются в высоких широтах космодромы специального назначения (военные, научно-исследовательские приполярных орбит).

Положение на планетарных формах рельефа. Следующее по рангу условие выбора места космодромов связано с размещением «полей падения» — районов падения отработанных ступеней РН и других частей ракет. Меньше всего экономических и политических проблем возникает в том случае, когда поля падения приходятся на малозаселенные местности и на акватории морей и океанов. Именно поэтому подавляющее большинство космодромов мира (16 космодромов, 59%) расположено в прибрежных районах, в том числе 7 островных. Больше половины космодромов мира расположено на морских побережьях (или близко к ним) восточных окраин материков. Во-первых, это позволяет отделяющимся ступеням РН, имеющих направление полета на восток, падать в океаны. Во-вторых, подобные места размещения могут быть освобождены от транспортного фактора для доставки ракет и других устройств по суше. В

данном случае благоприятным является положение на периферии **планетарных форм рельефа — материков**. Заметим, что позиция в планетарном рельефе (широта, прибрежное положение) влияет на выбор места и опосредованно — через учет климатических условий, зависящих от этой позиции.

Положение на формах мега- и макро-рельефа. Устойчивость космодромов на земной поверхности — одно из важнейших условий для их строительства. Оно требует тщательного поиска места размещения космодромов и его анализа не только в зависимости от затрат энергии на запуски, но и от наличия стабильных участков значительной площади. Так, Байконур как самый большой в мире по площади занимает 6717 км², Плесецк — 1762 км², Восточный — 700 км². И в данном случае речь идет уже о положении объектов не только на планетарных формах, но и на формах **мега- и макро-рельефа**. Наиболее распространённые последствия эндогенных процессов — землетрясения и вулканическая активность — приводят к расшатыванию налаженного механизма запусков и полётов ракетносителей, к их задержке. Более того, геомагнитные возмущения, вызванные пуском и полетом ракетносителей, воздействуют на сейсмический режим и могут сгенерировать опасные эндогенные процессы по причине увеличения амплитуды колебания давления в 1000 раз относительно фоновых значений. Именно поэтому большинство космодромов мира (59,2 %) расположены вдали от сейсмической, тектонической и магматической активности, которая сосредоточена на границах литосферных плит. Задачу облегчает тот факт, что границы плит, в большинстве случаев, проходят вне поверхности суши и вне государств, то есть в пределах Мирового

океана. Лидирующие по количеству успешных запусков космодромы (55,6%) занимают стабильные участки в пределах литосферных плит, чаще всего — платформенные равнины на древних или молодых платформах. Космоцентры, находящиеся в районах сейсмической активности, — это вынужденное положение космодромов государств, чьи территории по своему геотектоническому положению или вследствие политической обстановки не позволяют строить их на других участках. Подобные космодромы размещены в районах с наименьшей опасностью, насколько позволяют государственные границы (внутри в целом опасной территории), например, израильский космодром Пальмахин или японские Танэгасима и Утиноура.

Положение на формах мезо- и микро-рельефа. Очевидным является учет **мезо- и микро-рельефа**, а также распространения на территориях опасных экзогенных процессов. Большинство таких объектов располагаются на субгоризонтальных площадках, преимущественно на некотором удалении от наиболее динамичных склонов и форм рельефа.

Рассмотрим конкретные геоморфологические позиции основных российских и ряда ключевых зарубежных космодромов стран-лидеров космической отрасли. Казахско-российский космодром **Байконур** располагается на Туранской равнине (эпигерцинская плита), в пределах слабоволнистой субгоризонтальной поверхности, сложенной щебнисто-суглинисто-супесчаным материалом (озерно-морская, местами структурно-денудационная равнина). Поверхность осложнена небольшими изолированными массивами закрепленных песков, солончаков и такырных понижений

(Жубатов и др., 2011). Основные неблагоприятные процессы на территории — интенсивные дефляция и температурное выветривание. Космодром **Плесецк** находится на Восточно-Европейской равнине (Архангельская область), на юго-восточной периферии Балтийского щита, в пределах Онего-Двинско-Мезенской равнины — моренной, местами морской, преимущественно крупнохолмистой, местами плоской (Геология СССР..., 1971), Основные неблагоприятные экзогенные процессы — делювиально-солифлюкционные, заболачивание, в окрестностях полигона — эрозионные. Высокоширотное положение космодрома предопределяется, в первую очередь, его оборонными и научными функциями. Космодром **Восточный** располагается в центре восточной части Амурско-Зейской равнины, сложенной с поверхности преимущественно озерными и аллювиальными песками, супесями и суглинками, реже галечниками. Основные сооружения космодрома находятся на плакорах Амуро-Зейского междуречья и на НПТ этих рек. Среди неблагоприятных экзогенных процессов — линейная эрозия, суффозия, пучение и термокарст на островной мерзлоте, местами заболачивание.

Главный космодром США **Канаверал** (Восточный испытательный полигон, космический центр им. Дж. Кеннеди на мысе Канаверал) расположен на востоке Флориды, на одном из «барьерных островов» Меррит. Космодром находится на морской субгоризонтальной равнине и серии морских террас. С поверхности залегают песчано-галечные и суглинистые морские отложения с выходами коренных мезо-кайнозойских карбонатных пород. Позиция космодрома была выбрана из-за широтного и прибрежного (на востоке континента) положения, а

также с учетом в целом плоского равнинного рельефа. Проектировщики пошли на выбор данного участка, пренебрегая некоторыми неблагоприятными особенностями тектонической структуры и современных геоморфологических, а также синоптических процессов: здесь часты ураганы и торнадо, аномально часты грозы. На территории мыса Канаверал сходятся три крупных неотектонических разлома, в окрестностях космодрома есть проявления карста, суффозии, эрозионных и активных береговых процессов. Таким образом, космодром им. Дж. Кеннеди — наглядный пример выбора геоморфологических приоритетов при неоднозначной геоморфологической ситуации. С одной стороны — удачное положение космодрома в планетарном, макро- и мезорельефе, с другой стороны — повышенная активность опасных процессов, обусловленная геологическим строением и климатическими условиями (субтропический муссонный климат). Как видим, предпочтение было отдано статическим характеристикам рельефа, а не динамическим показателям, несмотря на требуемые дополнительные средства. Пожалуй, это пример, отражающий ценность земельных ресурсов с определенными требуемыми показателями. Второй из ключевых космодромов США — Западный испытательный полигон **Ванденберг** — располагается на тихоокеанском побережье на юге штата Калифорнии. Это горная территория Кордильер: эпигеосинклинальные горы области мезозойской складчатости, возрожденные в неотектонический этап, с высокой сейсмичностью (до 9 баллов) в районе пересечения крупных активных разломов, включая особо активные Мюррей и Сан-Андреас. Это редкий для космодромов случай расположения в зоне

границы литосферных плит. Обширная территория космодрома сочетает в себе участки пологонаклонной приморской низменности, на которой и располагается стартовая площадка, холмистых предгорий и даже среднегорий. Соответственно, значительная часть территории космодрома, но не собственно стартовый комплекс, испытывает воздействие весьма опасных склоновых процессов (обвалы, осыпи, лавины), а также зимне-весенних селей. Безусловно, выбор места для космодрома предопределяется оборонно-стратегическими соображениями — обеспечение безопасности на западе страны (но все же в относительно низких широтах, в прибрежной полосе и с учетом наличия плоских субгоризонтальных поверхностей на побережье для наиболее ценного объекта — стартовой площадки).

Цзюцюань — крупнейший космодром Китая и единственный активно используемый в национальной пилотируемой программе — располагается в пустыне Гоби (провинция Ганьсу), на плоскогорье. Пологоволнистый рельеф с обширными плоскими субгоризонтальными участками — это преобразованная эоловыми процессами аллювиально-пролювиальная равнина, с поверхности сложенная плотными, преимущественно щебнисто-галечными толщами (обычно с корочкой «пустынного загара»), реже — песчано-галечными. Основные неблагоприятные процессы: активные дефляция, коррозия и температурное выветривание, а также линейная эрозия временными водотоками при редких сильных ливнях (Ананьев, Бредихин, 2008). Главные факторы выбора: относительно низкая широта, сравнительно спокойная тектоническая обстановка и особенно — безлюдность этого региона, а также разреженность или отсут-

ствие растительного покрова (что компенсирует удаленность от океанических берегов).

По таблице геоморфологической позиции космодромов мира (табл. 1), сделанной на основе геоморфологической карты мира (Геоморфологическая..., 1966) можно выявить некоторые основные геоморфологические закономерности распределения космодромов по Земле. Основная часть расположена в северном и восточном полушариях. Наиболее заполненные космодромами широты: 20-40° с.ш. и ю.ш. На них насчитывается 19 космодромов (70,4%). От 40° с.ш. и выше — 7 (25,9%). Самый северный космодром мира — Плесецк, экваториальный космодром — Sea Launch.

По типу дислокации различаются материковые, островные, водные космодромы. Материковые космодромы расположены на полуостровах и мысах, на обширных равнинах. В мире насчитывается 19 (70,4%) материковых космодромов. На различных типах равнин расположено 15 (55,6%) материковых космодромов, в горах (в орогенных зонах) — 9 (33,3%) Семь (26%) космодромов — островные (в т.ч. 4 — в орогенных зонах). В мире выделяются всего два (7,4%) основных водных космодрома — Sea Launch и Сан-Марко.

«Идеальная геоморфологическая позиция» для космодромов. Как отмечалось, важнейший фактор выбора мест для космодромов — социально-политический. Но весьма значимым оказывается и геоморфологический фактор. Вот как представляется «идеальная» геоморфологическая позиция для космодромов: 1 — низкие широты; 2 — расположение не на периферийных частях литосферных плит, отсутствие проявлений опасных эндогенных процессов; 3 — прибрежное расположение на востоке матери-

Таблица 1. Геоморфологическая позиция космодромов мира

Мегарельеф	Макрорельеф	Космодромы
Аккумулятивные равнины	Равнины низкие с близким залеганием коренного основания и равнины платформенных прогибов	Уоллопс (37°с.ш. 75°з.д., США), Канаверал (28°с.ш. 80°з.д., США), Баррейраду-Инферну (5°ю.ш. 35°з.д., Бразилия), Байконур (46°с.ш. 63°в.д. (Казахстан-РФ), Плесецк (62°с.ш. 40°в.д., РФ), Куру (5°с.ш. 52°з.д., Бразилия), Алькантара (2°ю.ш. 44°з.д., Бразилия), Капустин Яр (48°с.ш. 45°в.д., РФ), Шрихарикота (13°с.ш. 80°в.д., Индия), Вумера (31°ю.ш. 136°в.д., Австралия)
	Низкие равнины и плато на горизонт. и слабо деформированных пластах	Вэньчан (19°с.ш. 110°в.д., Китай), Хаммагир (30°с.ш. 3°з.д., Франция)
Денудационные равнины плато и плоскогорий	Плоскогорья	Цзюцюань (41°с.ш. 100°в.д., Китай), Сичан (28°с.ш. 102°в.д., Китай)
	Ступенчатые и наклонные равнины на моноклинальных пластах	Аль-Анбар (32°с.ш. 44°в.д., Ирак), Сан-Марко (2°ю.ш. 40°в.д., Италия)
Горы (орогенические зоны)	Горы эпилаформенных зон (рифтовые) низкие и средневысотные и горы эпигеосинклинальные, низкие и средневысотные, высокие	Танхэ (40°с.ш. 129°в.д., КНДР), Сохэ (39°с.ш. 124°в.д., КНДР), Тайюань (38°с.ш. 111°в.д., Китай), Кадьяк (57°с.ш. 152°з.д., США), Ванденберг (34°с.ш. 120°з.д., США), Утиноура (31°с.ш. 131°в.д., Япония), Танагэсима (30°с.ш. 130°в.д., Япония), Пальмахин (37°с.ш. 75°з.д., Израиль)
	Денудационно-аккумулятивные равнины межгорных и предгорных прогибов	Восточный (51°с.ш. 128°в.д., РФ)
Область ложа океана	На дне — абиссальные холмы (вулканогенно-тектонический рельеф, частично погребенный под донными осадками) и площади наибольшего распростр. коралловых построек	Sea Launch (экватор, 154°з.д., с 2020 года — базируется во Владивостоке, РФ), Кваджалейн (8°с.ш. 166°в.д., США),

ка; 4 — равнинные поверхности на горизонтально или полого залегающих пластах со слабым проявлением неблагоприятных экзогенных процессов; слабоволнистые равнины со стабильными и устойчивыми к деформациям грунтами.

Выводы:

1. Космодромы стараются размещать ближе к широте экватора, чтобы уменьшить

затраты на энергию и получить большую прибавку к скорости;

2. Космодромы размещаются как можно дальше от территорий с проявлением активных эндогенных процессов, по возможности — ближе к центральным областям литосферных плит. При необходимости космодромы могут размещаться на сейсмически опасных территориях, но для этого

используются новейшие геоинженерные технологии;

3. Большинство космодромов — 16 (59,3%), относятся к горизонтальным или субгоризонтальным равнинным поверхностям разного генезиса, удаленным от проявления активных эндогенных процессов. Девять (33,3%) существующих космодромов расположены на территориях гор орогенических зон в эпиплатформенных или эпигеосинклинальных зонах. Один космодром относится к акватории и один — к коралловым постройкам;

4. Геоморфологические характеристики местности не являются главным условием размещения космодромов, однако изученность рельефа позволяет оптимизировать строительство и эксплуатацию космодромов на заданном участке;

5. «Идеальная» геоморфологическая позиция для выбора места под космодром: низкая широта, восточное побережье материка, удаленность от границ литосферных плит, тектоническая стабильность, равнинность территории (с наличием плоских площадок), устойчивость грунтов, низкая интенсивность опасных экзогенных и эндогенных процессов.

Работы выполнены по теме госзада-

ния АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Ананьев, Г.С., Бредихин, А.В. Геоморфология материков: уч-к – М.: КДУ, 2008. – 348 с.

Башенина, Н.В., Леонтьев, О.К., Бронникова, В.К. Геоморфологическая карта мира – М., 1966.

Жубатов, Ж., Товасаров, А., Козловский, В., Алексеева, Д., Бисариева, Ш., Позднякова, А., Гусарова, Н. Экологическая безопасность деятельности космодрома Байконур – Алматы, 2011. – 555 с.

Геология СССР, т. II, Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Геологическое описание / Зоричева А.И. (ред.) – М.: Недра, 1971. – 1080 с.

Левченко, И.Ф., Болысов, А.И., Фадеев, А.С., Жителев, А.А. Космодромы мира: история, состояние, перспективы – М.: РЕ-СТАРТ, 2012. – 312 с.

Рычагов, Г.И. Общая геоморфология – М.: Издательство МГУ. Наука, 2006. – 416 с.

АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

**Болысов С.И., Деркач А.А., Луговой Н.Н., Батаев Ю.В., Буркова А.А.,
Бутузова Е.А., Кажукало Г.А., Писцова М.А., Разумовский Р.О.,
Чеченков П.Д., Яковенко А.К., Омельченко Ю.Г.**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
sibol1954@bk.ru*

Аннотация. Северная часть Калининградской области имеет продолжительную историю освоения, результатом которой стала современная структура землепользования и сопутствующие антропогенные трансформации рельефа. Цель данной работы — выявить основные типы антропогенных трансформаций, их распространённость по территории и геоморфо-

логическую принадлежность, а также тенденции в геоморфологическом положении различных типов угодий и антропогенных объектов. Результаты получены в ходе геоморфологической съёмки севера Калининградского полуострова в январе-феврале 2020 года, проведенной участниками экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии.

Ключевые слова: антропогенная трансформация рельефа, структура землепользования, геоморфологические позиции, Калининградская область

Введение. Естественный рельеф северной части Калининградской области низменный, представлен поверхностями ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, осложнёнными различными формами преимущественно флювиального генезиса. В береговой зоне отмечена интенсивная абразия, встречаются участки аккумулятивного пляжевого, лагунного и лиманно-лагунного типов. Длительная история освоения региона определила высокую степень антропогенной нагрузки, выражающуюся в прямых и косвенных антропогенных трансформациях и, как следствие, современной структуре землепользования. Воздействие, оказываемое на рельеф в процессе хозяйственной деятельности человека, затрагивает не только отдельные формы, но и целые ландшафты, становясь нередко ведущим рельефообразующим фактором в пределах исследуемой территории, что и определяет актуальность разработки данной темы. В ходе работы создана карта типов земельных угодий, на которой отмечены сельскохозяйственные, селитебные и иные площади, основные транспортные магистрали. Определена зависимость между геоморфологическими позициями и приуроченными к ним антропогенными объектами. История антропогенных преобразований рельефа территории подразделяется на три основных этапа: прусский, советский и российский.

Результаты и обсуждение. Влияние рельефа на структуру землепользования. Со-

временная транспортная сеть и система расселения наследуют структуру, сформировавшуюся со средних веков до 1940-х годов. В послевоенное время новое строительство (расширение населённых пунктов, трасса 27К-159 «Романово-Пионерский-Сальское-Янтарный») предпринималось редко. В настоящее время продолжается обустройство трассы А-217 «Приморское полукольцо», подъездной дороги к морскому терминалу в г. Пионерский, происходит активная субурбанизация.

Геоморфологические позиции транспортных путей разнообразны, хотя, в основном, это поверхности ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Переувлажнение грунтов требует строительства дорог на насыпях высотой до 5 м; на пересечениях путей с моренными и камовыми грядами создаются выемки (в районе г. Прудная); вблизи побережья (участок ж/д Зеленоградск-Светлогорск), где опасность связана с динамикой дюн, пески закрепляются лесопосадками. Строительство сопровождается трансформацией долин водотоков, что иногда приводит к их подпруживанию и обводнению прилегающих территорий. В береговой зоне ведется строительство международного морского терминала в г. Пионерский; около пос. Куликово расположен коффердам газо- и нефтепровода, а также насосная станция подземного хранилища газа.

Относительно мелкие населённые пун-

кты приурочены к вершинным поверхностям камовых и моренных холмов. Крупные города расположены в прибрежных районах, часто в устьях рек — Светлогорки, Зеленоградки и др. При этом города Пионерский и Светлогорск находятся на холмисто-западинных моренных равнинах, а Зеленоградск — на довольно низкой морской террасе, что создало различия в городской инфраструктуре. Так, спуск к пляжам Зеленоградска — ниже и не требует больших затрат на обустройство, а аккумуляция наносов в пределах Куршской косы способствует сохранению пляжей. В районе Светлогорска ведётся строительство променада и лифтового подъёмника для улучшения его доступности, крупный участок оползневого склона укрепляется георешеткой.

Спортивно-рекреационные объекты располагаются в различных геоморфологических условиях (футбольные поля в долине р. Светлогорка, площадки для воркаута в долинах рек и на пляжах). Стадион «Калининград» расположен на Октябрьском острове (в долине р. Преголя), осушение и освоение которого началось ещё в XV веке, но наибольшие трансформации (укрепление грунта в центре острова и засыпка ранее существовавших каналов) произошли при строительстве спортивной арены в 2015-2018 гг. — при подготовке Чемпионата мира по футболу (Об острове. URL: <https://gov39.ru/island/ob-ostrove/>).

Горнодобывающая промышленность использует открытый способ разработки — отмечены действующие (в пределах Малых гор), рекультивируемые (на вершинной поверхности камовой гряды, г. Южная) и заброшенные карьеры (на вершинной поверхности моренной гряды, г. Прудная), организованные для добычи строительных

материалов. В карьерах ведется и добыча янтаря (в конце XIX века использовался шахтный способ), основной из них — Приморский, расположен в пос. Янтарный. Интенсивный сброс отработанной породы способствует формированию аккумулятивных берегов (не характерных для полуострова), однако сокращение объемов сброса инициирует резкое их отступление: в пос. Янтарный это 2-3 м в год (Рябкова, 2004). Также в Калининградской области ведется добыча нефти, разведаны 35 месторождений на суше и 2 — на шельфе Балтийского моря.

Находясь в окрестностях населенных пунктов, сельскохозяйственные угодья также наследуют дороссийское расположение. В геоморфологическом отношении они приурочены, как правило, к субгоризонтальным поверхностям междуречий, образованным ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией, склонам моренных холмов и камов крутизной около 4-5° (например, в окрестностях г. Тупая). Часть площади исследуемой территории (и значительные — на востоке области) занимают польдеры, в силу плодородности также используемые для сельскохозяйственного производства (например, к югу от Зеленоградска). Лесная растительность (в том числе крупнейший массив — Светлогорский лес, используемый для рекреации) расположена, в основном, на поверхности пологоволнистой моренной равнины, реже — в речных долинах и ложбинах стока талых ледниковых вод. Вырубки и лесоповалы встречаются редко.

Характерно наличие сети дренажных канав и каналов в пределах поверхностей ледниковой и озерно-ледниковой аккумуляции и ложбин стока талых ледниковых вод. Многие реки (Чистая, Медвежья, Тростянка и др.) частично или полностью зарегулиро-

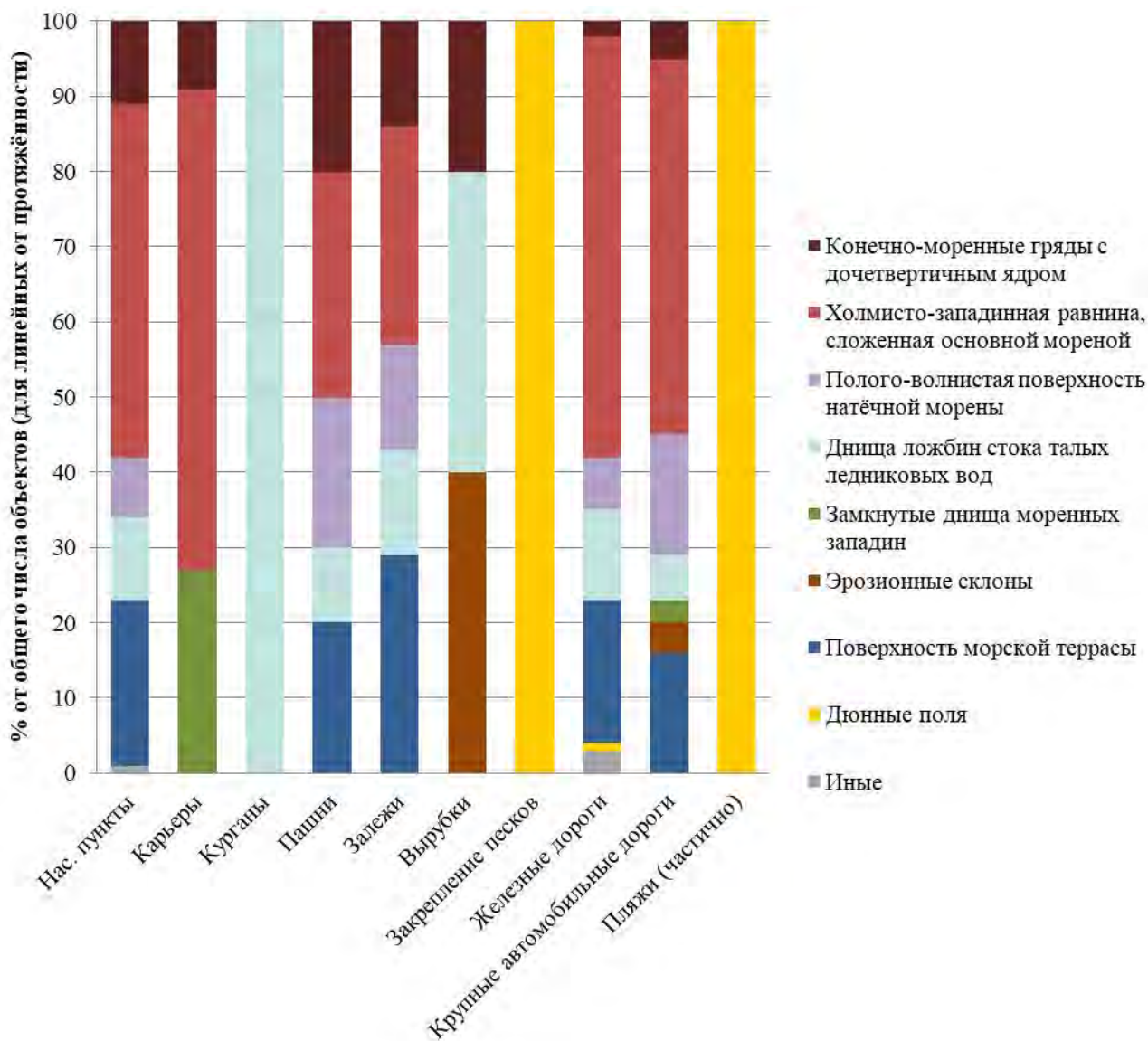


Рисунок 1. Геоморфологические позиции антропогенно созданных и трансформированных объектов

ваны, местами их борта (и борта некоторых каналов) укреплены георешётками. Малые эрозионные формы на урбанизированных территориях в настоящее время активно засыпаются (например, в пределах Светлогорска). Важным, как отмечалось, является подпруживание водных объектов, что не всегда связано с транспортным строительством. Например, оз. Тихое в Светлогорске было запружено ещё в XIII веке при строительстве плотины и мельницы. Сейчас это

важный для города рекреационный объект (История курорта Раушен — Светлогорск. URL: <https://www.svetlogorsk-tourism.ru/ru/service/structure/detail.php?ID=8426>). Наследием Великой Отечественной войны являются милитаригенные и беллигеративные формы рельефа, распространённые практически повсеместно. Часть таких форм углубляется суффозией в послевоенное и настоящее время.

Таким образом, антропогенные объек-

ты и преобразованные территории северной части Калининградской области занимают разные геоморфологические позиции, но прослеживаются определенные тенденции (рис. 1). В пределах поверхностей ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции располагается сеть населенных пунктов (исключение — район г. Зеленоградск) с приуроченными к ним сельскохозяйственными и лесными угодьями и рекреационными зонами, а также транспортными путями. Морфолитогенная основа определяет наличие дренажных систем, дорожных насыпей и выемок. Структура землепользования и значительная часть трансформаций рельефа относится к прусскому и, в меньшей степени, советскому времени, встречаются беллигеративные и милитаригенные формы. На российском этапе производится засыпка малых эрозионных форм, организация спортивных зон и объектов. Трансформации в береговой зоне относятся к разным этапам развития территории, в том числе — много современных форм. Предприятия горнодобывающей промышленности занимают различные позиции, но сравнительно часто приурочены к камам.

Антропогенная трансформация рельефа. Антропогенная трансформация рельефа выражается в изменении рельефа территории (прямая) и условий рельефообразования (косвенная) в пределах ландшафтов, отдельных форм и элементов рельефа. Преобладание того или иного типа трансформаций предопределено самим рельефом, историей освоения, современными тенденциями и целью антропогенного воздействия. Исследуемый регион несколько раз менял свою политическую принадлежность, становился ареной военных действий, что способствовало изменению характера природополь-

зования и сопутствующих антропогенных трансформаций рельефа. Важнейшими факторами выступили градостроительство, горнодобывающая промышленность, сельское хозяйство и военная деятельность.

Прямые трансформации выражены на территориях горнодобывающей промышленности, где механическое изъятие и перемещение пород формируют обширные антропогенные формы — карьеры, отвалы, мульды. Так, разработками янтаря нарушены сотни гектаров земли, на которых образовались своеобразные карьерно-отвальные ландшафты, влияющие на береговую зону через объемы сброса техногенных отложений. Такие масштабные работы приводят и к косвенным трансформациям приповерхностных пород, выражающимся в их уплотнении под совместным влиянием обрушения и веса массивных инженерных сооружений. Кроме того, в пределах территории примечателен беллигеративный и милитаригенный рельеф (доты и бункеры, окопы, валы и курганы, воронки от снарядов и др.). Прямые морфологические трансформации, как правило, приурочены к прочим типам антропогенного рельефообразования, и наиболее явно прослеживаются в селитебной зоне, при прокладке линейных сооружений и в виде берегоукрепительных (рис. 2) сооружений.

Косвенные климатические трансформации ограничиваются формированием островов тепла в пределах крупных населенных пунктов, что приводит к изменению мезоклиматических особенностей города и, как следствие, к интенсификации некоторых экзогенных процессов.

Хозяйственное использование земель, связанное с преобразованием почвенно-растительного покрова, интенсифицирует смыв



Рисунок 2. Берегоукрепительные «биг-бэги» в западной части г. Зеленоградск

на 1-3 порядка, что вносит существенный вклад в формирование современных антропогенных ландшафтов. Так, стоит отметить зяблевую вспашку, которая приводит к делювиальному смыву даже на поверхностях с крутизной от 1° , а также заилению водотоков и заболачиванию прилегающих территорий.

В качестве отдельного типа трансформаций можно выделить антропогенную смену растительного сообщества. Наличие пляжей и береговых дюн нередко надежно защищает берег от разрушения. Однако, если в естественной среде данные формы рельефа подвержены размыву и дефляции, то с целью консервации их закрепляют посад-

ками пескостойких растений, что часто используется в пределах рекреационных зон, как в случае со знаменитыми дюнами Эфа на куршской косе.

Косвенные гидрологические трансформации распространены во вдольбереговой зоне и представлены опосредованным влиянием берегозащитных и гидротехнических сооружений. Данный вопрос обширен и достоин отдельного изучения.

На основе полевых и аэровизуальных наблюдений, а также карты структуры землепользования, были подсчитаны некоторые основные величины антропогенной нагрузки характеризуемой территории (табл. 1).

Таким образом, исследуемая террито-

рия характеризуется наличием практически полного спектра типов антропогенной трансформации рельефа, что связано с характером и историей расселения, наличием выдающихся промышленных и рекреационных ресурсов. Наиболее распространенными оказались такие типы трансформаций рельефа, как прямые морфологические, косвенные растительного покрова и косвенные климатические.

Выводы. Большинство сельских населенных пунктов и городов располагаются на вершинных поверхностях моренных холмов, моренных равнин и камов, к ним чаще

тяготеют и транспортные инфраструктуры. Часть городов приурочена к морским террасам. К плакорам на моренных равнинах и к пологим междуречным склонам тяготеют сельскохозяйственные угодья. Леса распространены как на моренной равнине, так и в ложбинах стока талых ледниковых вод и в речных долинах. Карьеры приурочены к разным комплексам рельефа, но чаще — тоже к междуречным, в частности — к камам. Дренажная сеть обычно закладывалась в ложбинах стока талых ледниковых вод и на плоских моренных равнинах.

Таблица 1. Степень антропогенной трансформации рельефа

Тип антропогенной трансформации рельефа	Антропогенная нагрузка (в долях от общей площади, %)	Примечания
Прямые денудационные	0,02	Подавляющую долю составляют карьеры, процент мал ввиду того, что территория карты не захватывает действующие янтарные карьеры
Прямые морфологические (преимущественно нивелировка и аккумуляция)	26,43	Рельефоиды, морфологические трансформации в пределах населенных пунктов и антропогенно-преобразованных берегов, линейные сооружения, милитаригенные формы, курганы
Косвенные климатические	22,69	Крупные населённые пункты
Косвенные растительного покрова	38,48	Вырубки, пашни, залежи, закрепление песков

Исследуемая территория характеризуется наличием практически полного спектра типов антропогенной трансформации рельефа. Наиболее распространенными и значимыми оказались такие типы трансформаций рельефа, как прямые морфологические (нивелировка рельефа, засыпка эрозионных форм, создание антропогенных микроформ рельефа — более 25% площади

территории) и косвенные растительного покрова, с изменением характера и интенсивности геоморфологических процессов — более 35% площади).

Авторы выражают благодарность всем участникам экспедиции и руководству кафедры геоморфологии и палеогеографии 2020 года в Калининградской области, руководству базы учебных практик БФУ имени

И. Канта. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Рябкова, О.И. О влиянии природных и антропогенных факторов на устойчивость берегов Балтийского моря // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Серия: Естественные и медицинские науки. – 2007. – Вып. 1. – С. 44-50.

История курорта Раушен — Светлогорск. Информационно-туристический центр г. Светлогорск [электронный ресурс]. – URL: <https://www.svetlogorsk-tourism.ru/ru/service/structure/detail.php?ID=8426> (дата обращения 10.06.2020).

Об острове. Правительство Калининградской области. Официальный портал [электронный ресурс]. – URL: <https://gov39.ru/island/ob-ostrove/> (дата обращения 10.06.2020).

ТРАНСФОРМАЦИЯ РЕЛЬЕФА АРКТИКИ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОЙ НАГРУЗКИ РАЗНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Власов М.В.¹, Фузеина Ю.Н.²

¹ООО «ФРЭКОМ», Москва, Россия, vlasov-maxim@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, donaldw@bk.ru

Аннотация. Освоение территории Арктики сопровождается трансформацией рельефа. При этом изменение рельефа происходит как при непосредственном воздействии человека на поверхность, так и опосредованно, в результате изменения интенсивности и направленности основных рельефообразующих процессов, которые проявляются в зоне влияния объектов строительства. Рассмотрено два участка испытавших разный уровень техногенной нагрузки на естественный рельеф.

Ключевые слова: антропогенная трансформация рельефа, рельефообразующие процессы в Арктике, геологоразведочная скважина, долина водотока в пределах заводской площадки

Антропогенная трансформация рельефа, которая происходит в Арктике, связана с освоением территории. За последние 100 лет значительная часть освоенных земель здесь приурочена к крупным месторождениям полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, рудные месторождения и пр.). Также техногенные преобразования, которые влияют на трансформацию рельефа, происходят и на участках строительства инфраструктуры месторождений (трубопроводы, подъездные дороги, вахтовые посел-

ки, линии электропередач и т.д.). При этом трансформация рельефа возможна как в результате непосредственного воздействия человека на дневную поверхность (формирование специфических антропогенных форм рельефа, таких как карьеры, насыпи, надтрубные валы), так и в результате прямого или косвенного влияния на направленность и интенсивность рельефообразующих процессов (воздействие на направленность и интенсивность поверхностного и подземного стока, воздействие на характеристики

многолетнемерзлых пород (ММП) и т.д.). В последнем случае трансформация рельефа может происходить и на существенном удалении от строительных площадок.

Рельефообразующие процессы, которые возникли при антропогенном освоении территории, отличает от процессов, идущих в естественных условиях ряд характерных признаков. К ним, в частности, относится большая интенсивность, быстрое протекание во времени, часто противоположное направлению естественного развития рельефа. Так, например, в полярных и субполярных областях обычны процессы, приводящие к росту повторно-жильных льдов. На таких участках развитие термокарста эпизодично, но при техногенном воздействии на такие участки термокарст приобретает практически повсеместное распространение, а его последствия на участках замедленной аккумуляции может иметь необратимые последствия (Гарагуля, 1985, Вечная мерзлота..., 2002, Игловский, 2013).

Рассмотрим примеры трансформации рельефа, которая происходила на протяжении последних 30-40 лет на двух участках, различающихся разной степенью техногенной нагрузки. Первый участок представляет собой площадку геологоразведочной скважины, пробуренной в начале 1990-х годов в центральной части Гыданского полуострова. Здесь после проведения буровых работ антропогенное воздействие на территорию прекратилось, однако изменение рельефа во время строительства (рекультивации территории площадки скважины в данном случае проведено не было) повлияло на направленность и интенсивность рельефообразующих процессов в последующие годы. Второй участок располагается в пределах полностью преобразованного антропогенного ре-

льефа на территории Медного завода в городе Норильск. Здесь с начала 1980-х годов трансформация рельефа постоянно связана как с техногенным воздействием, так и с естественными рельефообразующими процессами, которые действуют в условиях интенсивной антропогенной нагрузки.

Первый участок. Геологоразведочная скважина располагается в пределах аллювиальной равнины на поверхности поймы между двумя самостоятельными рукавами (руслами) р. Сякутаяха (правый приток р. Юрибей, Гыданский полуостров). Территория вокруг скважины представляет собой сегментно-гривистую поверхность, которая сохранила первичный русловой рельеф (пойменные гривы, межгривные понижения, петлеобразные старицы), но в настоящее время вышла из-под уровня затопления (высота над меженью 7-8 метров). Ширина пойменных грив к северу от скважины достигает 100 м, высота над смежными межгривными понижениями не превышает 1-1,5 м. В районе устья скважины пологие гривы переходят в субгоризонтальную поверхность, а к югу от нее в слабо наклоненную озерную террасу большого термокарстового озера, сформировавшегося на месте бывшей старицы (рис. 1). Сложена исследуемая поверхность аллювиальными косослоистыми разнозернистыми песками. Крупнообломочный материал (галка, валуны) встречается единично. В межгривных понижениях между песчаными слоями встречаются протяженные прослой средних и тяжелых суглинков (старичные и плёсовые фации), с поверхности здесь развиты маломощные (до 20-40 см) торфянистые отложения и «моховые подушки».

Поскольку толщи исследуемой площадки сложены однородными малольдистыми

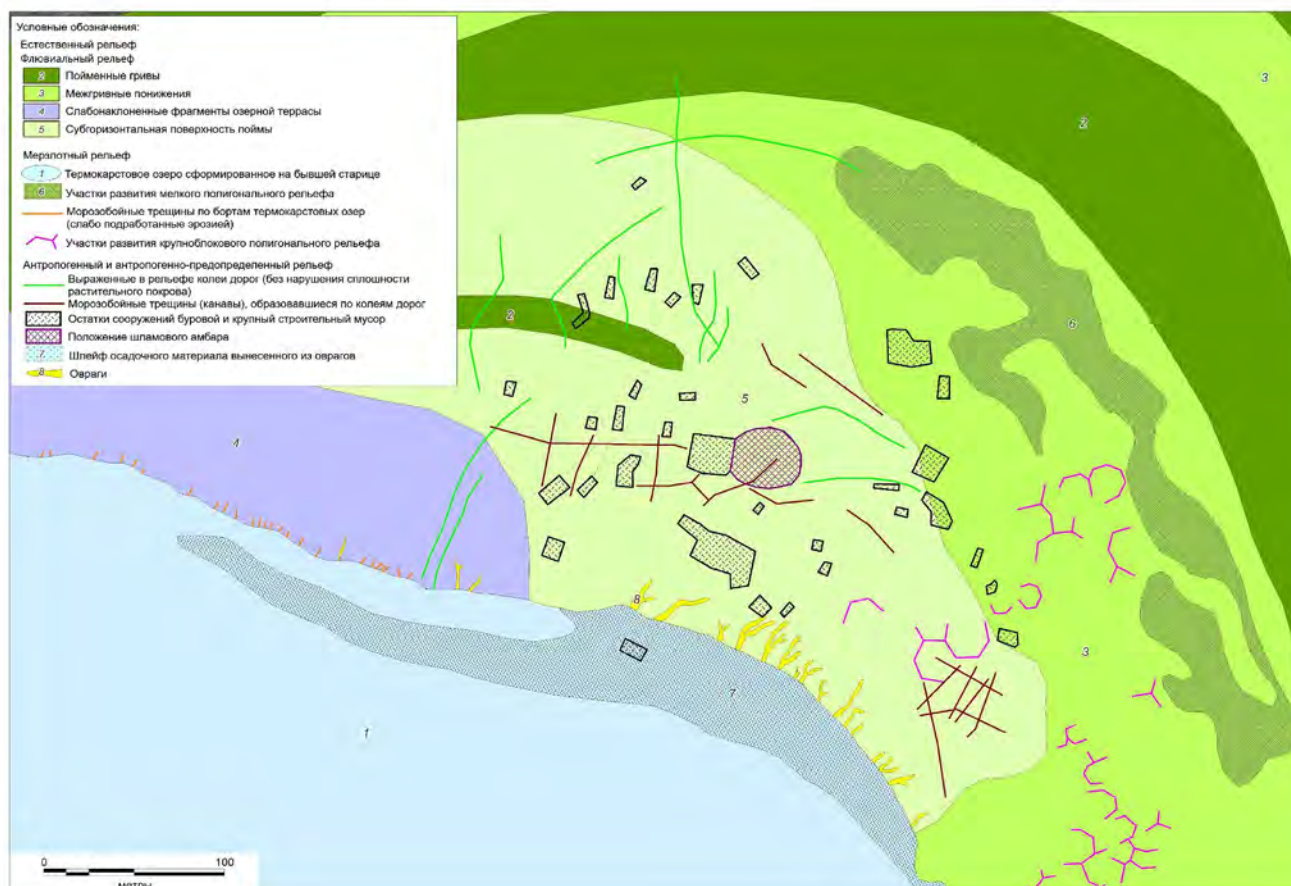


Рисунок 1. Геоморфологическая схема района геологоразведочной скважины

осадками, основным криогенным процессом здесь является морозобойное растрескивание с формированием полигонально-блочного мерзлотного микрорельефа.

Наиболее широко полигональный рельеф развит в межгривных понижениях (рис. 1), где встречаются как крупные полигоны до 20–25 м в поперечнике, ограниченные рвами — трещинами шириной и глубиной до 1 м, так более мелкие полигонально-валиковые формы (до 3–5 м в поперечнике, высота валиков до 30–40 см). Валиковые полигоны расположены на более увлажненных поверхностях межгривных понижений, где в толще отложений развиты суглинистые и глинистые прослои, служащие материалом для образования валикового рельефа.

Морозобойное растрескивание выражено также по бортам термокарстового озера к юго-востоку от устья скважины. Здесь борт озера представлен небольшим клифом, высотой до 1,2–1,5 м, который разбит мерзлотными трещинами. Длина трещин достигает 2–4 м, глубина от 20–30 см в вершинах до 70–100 см в устьях. Расстояние между трещинами 2–4 м. Трещины частично освоены эрозионными процессами. Об этом свидетельствует небольшое накопление рыхлого материала вдоль береговой линии озера. Ширина единого шлейфа отложений здесь достигает 3–4 м (рис. 1).

После проведения буровых работ геологоразведочная скважина в начале 1990-х годов была ликвидирована, при этом рекультивации территории проведено не было.

Практически все металлическое оборудование (включая буровую вышку, емкости из-под горюче-смазочных материалов, прочее оборудование и металлический мусор) было брошено в радиусе 150-200 м от устья скважины. Во время проведения буровых работ был несколько изменен микрорельеф территории. С востока к устью скважины примыкает шламовый амбар размером 40х30 м. В настоящее время он полностью заполнен, практически вровень с основной поверхностью прилегающей территории. Обваловка также в рельефе не выделяется. Весь амбар зарос травянистой растительностью и плохо дешифрируется на местности. Отвалы, сформированные при сооружении амбара, располагаются к северу от устья скважины. Здесь в почвенном разрезе выражены органостраты, развитые на глеевых подбурках. Т.е. процессы почвообразования за почти 30 лет практически не затронули сформированные здесь насыпи. Впрочем, в современном рельефе насыпь не выражена, отмечается зарастание ее травянистой растительностью.

Наиболее заметное воздействие на микрорельеф территории в районе скважины оказал гусеничный транспорт. Можно выделить два типа дорожных проездов: те, которые сформированы без нарушения сплошности растительного покрова (единичные проезды) и те, которые образуют нарушения в сплошности растительного покрова. При первом типе дорожные колеи в настоящее время практически не отражены в современном микрорельефе и дешифрируются только по густоте растительного покрова. Те же дорожные проезды, которые способствовали линейному нарушению сплошности растительности, в настоящее время подвергаются вторичному мерзлот-

ному растрескиванию поверхности. Здесь формируются мерзлотные канавы шириной до 1-2 м, длиной до 100 м заполненные водой (рис. 1).

Вдоль борта термокарстового озера к югу от скважины морозобойные трещины, которые за пределами техногенного влияния не вырастают больше 2-4 м в длину и 0,3-1 м в глубину, превращаются в небольшие овражки. Длина овражков достигает 25-35 м, глубина до 1,5-2 м. Расстояние между устьями овражков составляет в среднем 20-30 м.

В настоящее время практически все эрозийные формы заросли кустарником и травянистой растительностью и проявлений свежих процессов эрозии в вершинах не отмечается (большая часть оврагов также замусорена). Скорее всего рост оврагов начался и активно продолжался во время работы здесь тяжелой техники при бурении скважины. Нарушение сплошности растительного покрова в вершинах бывших морозобойных трещин, а также более раннее и глубокое, по сравнению с естественными условиями, оттаивание сезонно-талого слоя, способствовало усилению выноса рыхлого материала из мерзлотных трещин и росту оврагов за счет процессов эрозии. В результате здесь вдоль береговой линии озера сформировался единый шлейф обломочного материала (рис. 1) шириной до 50 м (в естественных условиях его ширина достигает 4 м).

Второй участок. Участок располагается в пределах полностью антропогенно измененного рельефа, на площадке Медного завода в районе хвостохранилища Лебяжье. Согласно схеме геоморфологического районирования, исследуемая территория располагается в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, в северо-западной краевой

зоне Хантайско-Рыбнинской троговой ложбины. В настоящее время троговая ложбина занята озерно-аллювиальной западинно-буристой долиной реки Норильская и ее притоков. Ширина долины изменяется в пределах района от 20 до 30 км. Уклон долины отмечается в северо-западном направлении в сторону озера Пясино. Исследуемая территория располагается вблизи долины р. Щучья, которая является левым притоком

р. Норильская. Естественный рельеф здесь в настоящее время не сохранился. Вся площадка представляет собой насыпь, сложенную щебнисто-глыбовым шлаковым материалом с абсолютными отметками от 60 до 75 м.

В данную поверхность врезан безымянный водоток, водосбор которого проходит по всей территории Медного завода и в который происходит сброс технических вод

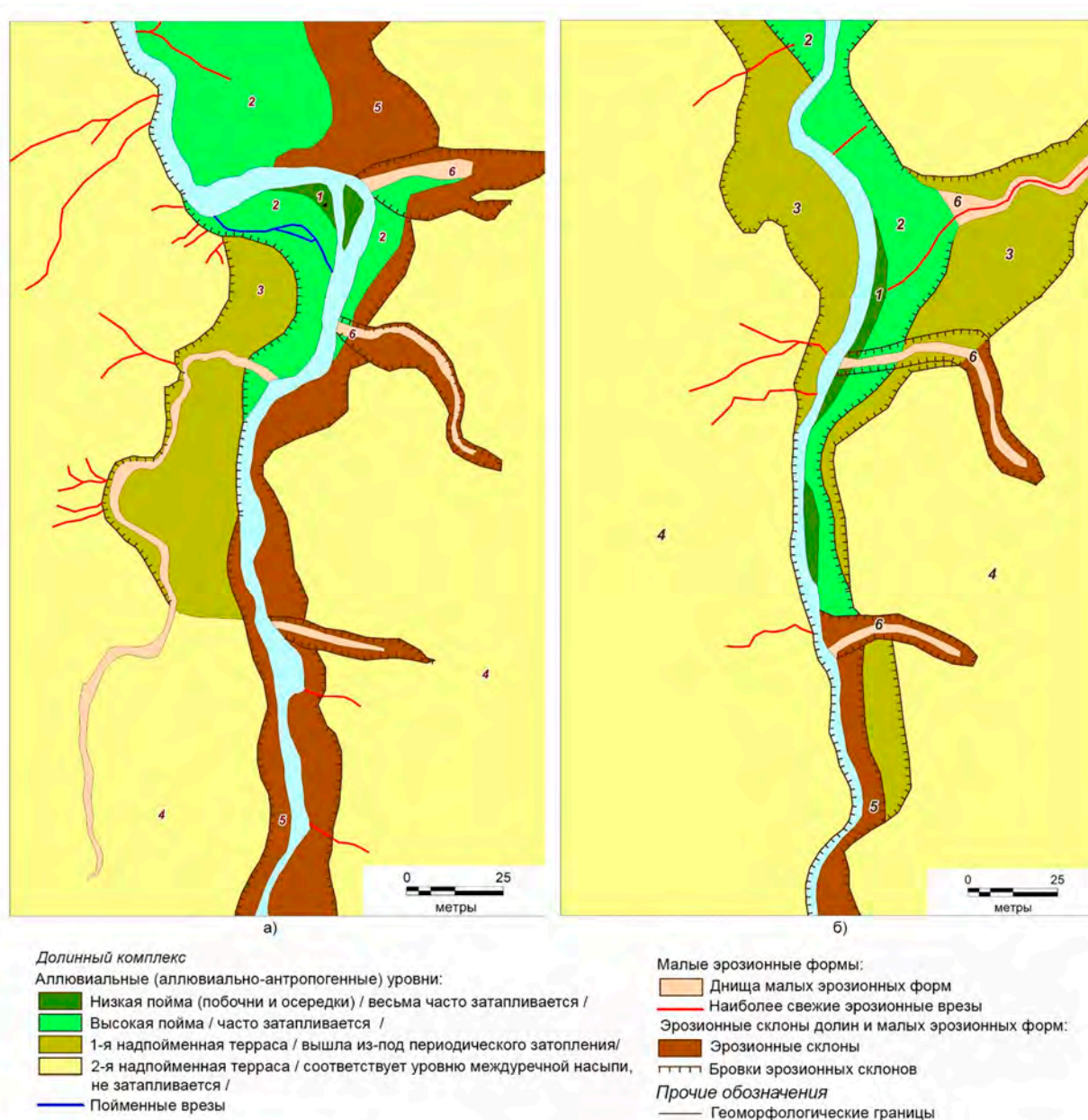


Рисунок 2. Геоморфологическая схема долины водотока: а — за 2011 г., б — за 2017 г.



Рисунок 3. Террасовые уровни исследуемого водотока (фото 2015 года)

промышленного предприятия. В настоящее время водоток является левым притоком р. Щучья. Хвостохранилище Лебяжье, а также прилегающая к нему антропогенно измененная поверхность площадки Медного завода была сформирована в начале 1980-х годов. С тех пор водоток со сточными водами формирует свою долину в шлаковых насыпных отложениях. В долине при этом произошло формирование нескольких террасовых уровней, которые постоянно перестраиваются как за счет воздействия стока, так и в результате постоянного антропогенного воздействия на рельеф террито-

рии (выравнивание поверхностей, формирование новых насыпей и прочее).

На рисунке 2 представлены геоморфологические схемы долины водотока, составленные по космическим снимкам 2011 и 2017 годов.

На представленных схемах видно, что в долине на рассматриваемом участке выделяется четыре террасовых уровня разделенных четко выраженными уступами. Первый уровень располагается в днище долины и ненамного превышает современный урез водотока. Четвертый уровень представляет собой основную («междуречную») поверх-

ность площадки завода, в которую происходит врез долины (второй и третий — промежуточные террасовые уровни). Общая глубина вреза на рассматриваемом участке составляет 10-12 м, ширина долины от 10 до 70 м.

Промежуточные второй (3-4 м над урезом) и третий террасовые уровни (7-8 м над урезом) располагаются по обоим берегам водотока. Ширина их достигает 20-25 м, что сопоставимо с шириной всей долины водотока. По-видимому, данные уровни отражают некие этапы стабилизации стока, которым предшествовали кратковременные этапы его увеличения. При этом колебания стока в данном водном объекте связано, в первую очередь, с режимом сброса технических вод в процессе производственной деятельности на Медном заводе.

Набор террасовых уровней одинаков как на схемах 2011 года, так и на схемах 2017 года. Это говорит о том, что вертикальные русловые деформации на данном участке происходили на более ранних этапах (в период с 1983 по 2011 год). В период же с 2011 по 2017 год наиболее существенными были горизонтальные русловые деформации. Как видно из представленных схем за текущий период произошла существенная перестройка в северной части участка. Здесь произошло смещение оси русла к востоку. Величина смещения составляет 20-25 м. Это способствовало уменьшению крутизны сегментной излучины, которая наблюдалась в северной части участка в 2011 году. Судя по тому, что на фотографии 2015 года (рис. 3) данная сегментная излучина еще отчетливо выражена, произошло это в период с 2015 по 2017 год.

Кроме того, претерпел изменение рельеф на левобережье водотока. В частно-

сти, в 2017 году уже отсутствует крупный левобережный приток, который в 2011 году выделяется достаточно четко. Притоки же по правому берегу за указанный период практически не изменили своего планового положения. Это говорит о том, что скорее всего на левобережье были проведены работы по выравниванию рельефа для каких-то производственных целей на площадке Медного завода.

Таким образом получается, что наиболее интенсивно трансформация рельефа происходит на участке, где человек непосредственно влияет на основные рельефообразующие факторы, действующие на данной территории. Так искусственное увеличение стока воды дает практически мгновенную перестройку в структуре долины на втором исследуемом участке. В то время как точечное изменение условий рельефообразования (как на первом участке) способствует лишь временной активизации рельефообразующих процессов, приводящих к моделировке существующего естественного рельефа.

Литература

Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов \ под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. — М.: ГЕОС, 2002. — 402 с.

Игловский, С.А. Антропогенная трансформация мерзлотных условий Европейского севера России и ее последствия // Арктика и Север. — 2013. — №10. — С. 1-18.

Гарагуля, Л.С. Методика прогнозной оценки антропогенных изменений мерзлотных условий (на примере равнинных территорий) — М.: Изд-во МГУ, 1985. — 224 с.

АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ВОРКУТИНСКОГО ГОРНОПРОМЫШЛЕННОГО УЗЛА

Еременко Е.А.¹, Фузеина Ю.Н.¹, Ворошилов Е.В.¹, Власов М.В.²,
Бредихин А.В.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
eremenkoeaig@gmail.com

²ООО «ФРЭКОМ», Москва, Россия, vlasov-maxim@mail.ru

Аннотация. Рассматриваются основные виды трансформации рельефа в результате столетнего горнопромышленного освоения территории окрестностей Воркуты. Определены основные типы созданных антропогенных форм рельефа, охарактеризованы их морфологические параметры, объем и присущие геоморфологические процессы. Определены площади, затронутые антропогенным рельефообразованием, а также состав созданных антропогенных отложений.

Ключевые слова: антропогенное воздействие, отвалы шахт, карьеры, Воркута, самовозгорание

Введение. Воркутинский горнодобывающий район располагается на территории Печорского угольного бассейна (республика Коми), общая площадь которого составляет около 90 тыс. км², а запасы угля — около 344,5 млрд тонн. Здесь добывается 56% всего каменного угля в России и до 80% от всех объемов добычи коксующегося угля в нашей стране. Уголь в окрестностях Воркуты добывают с более чем километровой глубины, что требует сложной организации добычного процесса, а также приводит к формированию больших объемов пустой породы, изымаемой при проходке штолен. За прошедшее столетие рельеф территории, затронутой освоением и, в особенности, горнодобычей, был существенно изменен. Выполненные исследования впервые обобщают актуальную информацию об антропогенном рельефе, созданном на территории Воркутинского горнодобывающего района за весь период освоения, включая количественные параметры антропогенных форм.

Территория Воркутинского горнодобывающего узла располагается в краевой восточной части Большеземельской тундры, вблизи западных отрогов Полярного Урала. Территория представляет собой пологохолмистую ледниково-аккумулятивную равнину, абсолютные отметки междуречий составляют от 170 до 230 м. Глубина вреза наиболее крупных речных долин (Воркута, Юньяха, Воргашор, Безымянка, Изьюрвож и пр.) не превышает 50 м (чаще — до 30 м), амплитуды высот в пределах междуречий составляют в среднем от 3-4 до 10-12 м. Крутизна поверхности в пределах междуречий не превышает 3-4°, в пределах эрозионной сети увеличиваясь до 60-90°. С поверхности территория сложена четвертичными отложениями, мощность которых составляет до 100-120 м (в среднем — от 20 до 60 м). Подстилающие коренные породы (раннепермские песчаники, аргиллиты, алевролиты, угли; реже — раннекаменноугольные известняки и доломиты) смяты в складки с углами падения от первых гра-

дусов до 60-70°, вскрываются лишь в долинах крупных рек (Воркута, Уса и др.). Четвертичные отложения представлены двумя горизонтами морен (среднеплейстоценовая и позднеплейстоценовая), разделяющими и перекрывающими их водно-ледниковыми отложениями. В долинах рек развиты три уровня надпойменных террас (одна — позднеплейстоценовая, и две — голоценовые), а также современная пойма, сложенная супесчаным и суглинистым аллювием. Район работ расположен в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород, мощность которых составляет от 60 до 120 м. На междуречных поверхностях и речных террасах развит криогенный рельеф — бугры пучения (относительной высотой до 2-3 м), термокарстовые котловины (глубиной до 2-3 м, до 300 м в поперечнике), ложбины протаивания. В естественном растительном покрове доминируют кустарнички (карликовая ива, береза, брусника и др.), мхи, лишайники.

Краткий очерк истории добычи угля в окрестностях Воркуты. Строительству первой шахты для добычи угля (№1, Капитальная) в 1937 году предшествовал более чем столетний период поиска и разведки сырья. Первая публикация о находках ископаемого угля на Печоре относится к 1828 году (Деньгин, 1828). В 1870 году купцом-золотопромышленником Михаилом Сидоровым издана книга «Север России», где описаны выходы пластов каменного угля на реке Усе общим числом более 15 (Сидоров, 1870), позднее это отмечено и в работах И. Шмальгаузена, К. Носилова, В. Алексеева, И. Красноперова, И. Озерова и других исследователей. В 1920 году была организована Северная научно-промысловая экспедиция, в цели которой входило изучение произво-

дительных сил советского Севера. Начиная с 1921 г. Отряды Северной научно-промысловой экспедиции вели целенаправленный поиск высококачественных углей в Печорском крае. Результаты этих работ позволили А.А. Чернову в 1924 г. сформулировать вывод о наличии огромного Печорского угольного бассейна (Иевлев, 2014). На первых порах возможности развития горнодобывающей отрасли на столь удаленных от центра страны территориях казались туманными, однако все изменило открытие в 1930 году месторождения высококачественных коксующихся углей на реке Воркуте. В 1931 году на правом берегу реки Воркута заложен поселок Рудник, а 6 августа 1931 г. там же — первая угольная штольня. С момента заложения первой штольни и до середины 20 века добыча воркутинского угля производилась, в основном, силами заключенных (Воркутинский ИТЛ, Речлаг). В работах принимали участие до 73 тысяч заключенных, проживавших как на территории населенных пунктов Воркутинского кольца (в меньшей степени), так и в барачных лагерях в непосредственной близости от шахт (преимущественно). Окончательный перевод шахт комбината «Воркутауголь» на вольнонаемную силу произошел только в 1960 году. К началу 1990-х годов в окрестностях Воркуты работало 13 крупных шахт. Их закладывали по кругу на краю угольной залежи (мульды). Рядом выросли поселки: Октябрьский, Северный, Юршор, Промышленный, Воргашор, Строительный, Комсомольский, Заполярный, Советский, соединенные асфальтированной дорогой длиной 54 км — Воркутинским кольцом. Упадок в металлургической промышленности, последовавший за распадом СССР, снизил конкурентоспособность воркутинского угля на

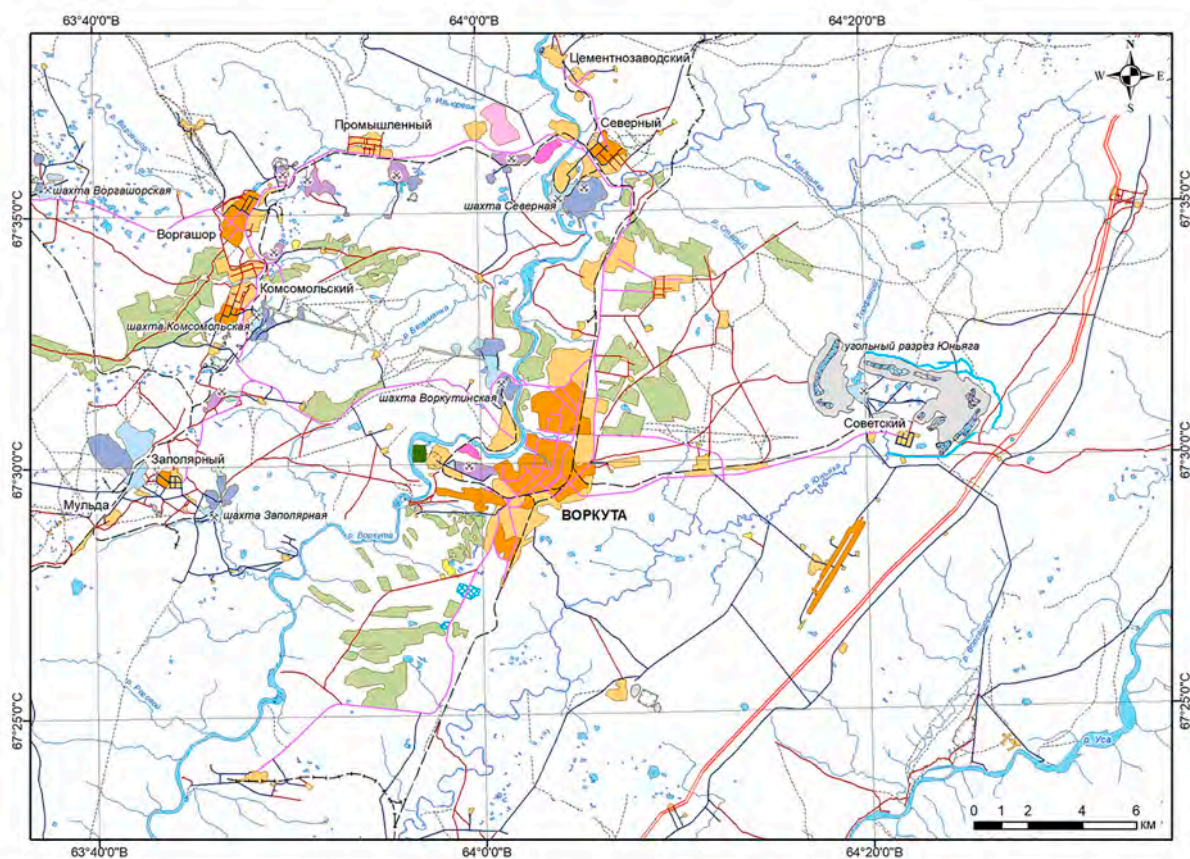
рынке. В 90-х годах было закрыто 6 шахт, в начале 2000-х — еще две, а в 2016 году после аварии приостановлена добыча угля на шахте «Северной». По состоянию на сентябрь 2019 года продолжают работу четыре шахты — «Воргашорская», «Комсомольская», «Воркутинская» (работает с 1937 года, первая шахта Воркуты), «Заполярная». Кроме действующих шахт, уголь добывают также в разрезе «Юнь-Ягинский», который начал работу в июле 2000 года и стал первым и до сих пор единственным в мире предприятием, добывающим коксовый уголь открытым способом в условиях Крайнего Севера (за Полярным Кругом).

Материалы и методы. Для изучения морфологии антропогенного рельефа Воркутинского кольца выполнены экспедиционные исследования (в сентябре 2019 г.), в рамках которых проводились крупномасштабное геоморфологическое картографирование и съемка территории с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Антропогенные формы, описанные в районе работ, наносились на карту, проводилось описание их морфологических параметров и слагающих отложений, приводилась характеристика спектра современных геоморфологических процессов развитых как в пределах самого комплекса антропогенного рельефа, так и на прилегающей территории. Съемка антропогенных форм с помощью БПЛА (DJI Phantom 3 Advanced) выполнена на девяти ключевых участках. Для каждого из них построены цифровые модели местности, ортофотопланы, карты крутизны поверхности и гипсометрические профили, выполнен расчет объемов форм. При камеральной обработке полевых материалов проводилось, в том числе, дешифрирование космических снимков из открытых

источников с целью оконтуривания крупных форм, созданных на закрытых для посещения объектах ОАО «Воркутауголь».

Результаты и обсуждение. Воркутинский горнодобывающий район — типичный пример территории, где горнопромышленное освоение практически никак не вписывалось в естественный рельеф территории: шахты и их инфраструктура располагались в соответствии с структурными особенностями положения полезных толщ (пластов угля), а прочие здания и сооружения (зоны жилой застройки, промышленные комплексы, в частности, обогатительные фабрики) располагались, в основном, по соседству. Антропогенное воздействие на рельеф территории можно разделить на прямое (создание антропогенных форм, изменение естественных форм рельефа) и косвенное (изменение условий развития рельефа и, как следствие, геоморфологических процессов). Прямые антропогенные трансформации в районе работ можно разделить на аккумулятивные (создание положительных форм рельефа, сложенных техногенными отложениями) и денудационные (создание отрицательных форм рельефа путем изъятия грунтов). Среди положительных антропогенных форм территории как по площади, так и по объемам слагающих отложений, доминируют отвалы и отвалыные поля, насыпи под населенными пунктами и промышленными объектами, золоотвалы и шлаковые поля обогатительных фабрик (табл. 1). Меньшие площади занимают насыпи автомобильных и железных дорог. Отрицательные формы представлены карьерами, дорожными выемками, дренажными каналами (до первых км длиной).

На основании полученных результатов работ впервые для данной территории со-



Условные обозначения:

1. Антропогенный рельеф

1.1. Аккумулятивный рельеф

- Отсыпки большой площади. Средняя мощность <3 м (под застройку н/п, отдельные здания)
- Отсыпки большой площади. Средняя мощность от 3 до 5 м (под высокоэтажное строительство в крупных поселках)
- Отвалы шахт высотой >5 м
- Отвалы шахт высотой <5 м (в т.ч. под инфраструктуру и сооружения)
- Ликвидированные шахты (высотой >5 м; внутри - остовы зданий)
- Золоотвалы ТЭЦ (высотой >5 м)
- Золоотвалы ТЭЦ (высотой <5 м)
- насыпи автодорог (высотой >2 м, шириной 8-9 м)
- насыпи автодорог (высотой <2 м, шириной 6-7 м)
- насыпи автодорог (высотой <2 м, шириной 5 м)
- насыпи действующих жд (высота до 4-5 м, ширина до 4 м)
- насыпи заброшенных жд (высота до 4-5 м, ширина до 4 м)

- Полигон ТБО (средняя высота 3-4 м)
- Отвалы карьеров высотой >5 м

1.2. Денудационный рельеф

- Карьер
- Каналы дренажные (глубина 3-4 м, ширина 15-20 м)
- Тракторные колеи в тундре

2. Участки антропогенной трансформации процессов

- Зарастающие земли бывших колхозов
- Участки овощеводства (заброшенные)
- Кладбища
- Трассы газопроводов

Шахты

- Действующие
- Не действующие

Рисунок 1. Антропогенный рельефа Воркутинского горнопромышленного узла

ставлена крупномасштабная карта антропогенной трансформации рельефа (рис. 1). Установлено, что наибольшие площади среди ареалов воздействия занимают

участки прямой трансформации рельефа (61,5% от всей площади воздействия), на участки косвенной трансформации приходится 38,5%.

Таблица 1. Площади, занимаемые участками прямой и косвенной трансформации рельефа на территории Воркутинского горнодобывающего района

№	Участки трансформации	Площадь, км ²	Длина, км (только для линейных объектов)	Объем антропогенных форм рельефа, м ³
Площадные объекты				
1	Отсыпки большой площади под населенными пунктами и промышленными сооружениями (средняя мощность <3 м)	24,97	–	62 423 213
2	Отсыпки большой площади под населенными пунктами и промышленными сооружениями (средняя мощность от 3 до 5 м)	14,54	–	58 171 423
3	Отвальные поля шахт высотой >5 м	5,98	–	89 698 438
4	Отвальные поля шахт высотой <5 м	5,56	–	27 823 355
5	Ликвидированные шахты (отвалы мощностью от 3 до 5 м)	3,21	–	25 678 864
6	Золоотвалы ТЭЦ (высотой >5 м)	0,65	–	6 494 538
7	Золоотвалы ТЭЦ (высотой <5 м)	1,20	–	5 992 302
8	Полигон ТБО (средняя относительная высота 3-4 м)	0,40	–	1 405 640
9	Отвалы карьеров высотой >5 м (Юнь-Ягинский угольный разрез)	8,97	–	89 717 285
10	Карьеры (в том числе, Юнь-Ягинский угольный разрез)	3,56	–	71 109 953
11	Зарастающие земли бывших колхозов	34,78	–	
12	Участки овощеводства (заброшенные)	0,31	–	
13	Кладбища	0,37		
Линейные объекты				
14	Тракторные колеи в тундре	1,00	334,54	–
15	Насыпи автодорог (высотой <2 м, шириной 5 м)	1,32	264,50	1 459 429
16	Насыпи автодорог (высотой <2 м, шириной 6-7 м)	1,97	280,73	2 401 974
17	Насыпи автодорог (высотой >2 м, шириной 8-9 м)	1,35	150,10	3 354 589
18	Насыпи действующих ж/д (высота до 4-5 м, ширина до 4 м)	0,48	120,49	3 092 723
19	Насыпи заброшенных ж/д (высота 4-5 м, ширина до 4 м)	0,08	20,66	530 220
20	Каналы дренажные (глубина 3-4 м, ширина 15-20 м)	0,24	11,84	722 643
21	Трассы газопроводов	1,79 (полосы влияния — 20 м)	89,29	–
Общая площадь участков воздействия, в км ²				112,73
Общий объем насыпных грунтов, в м ³				378 243 995

Общая площадь участков, затронутых антропогенной трансформацией рельефа в пределах изученной территории — почти 113 кв. км, что составляет около 25% от всей площади обследованной территории (рис. 1). Общий объем техногенных грунтов, использованных при строительстве населенных пунктов и промышленных зон, ликвидации шахт путем засыпки производственных комплексов и сооружений, а также неиспользуемых в настоящее время (золоотвалы, отвальные поля действующих шахт и угольного разреза и пр.) составляет, по ориентировочной оценке, не менее 0,37 куб. км. Наибольшие объемы техногенных грунтов сосредоточены в отвальных полях шахт и угольного разреза (до 55% от всего объема), а также в насыпях под населенными пунктами (до 32% от всего объема). Поверхности отвальных полей являются, как правило, незаросшими. На вершинных поверхностях и склонах развиваются процессы линейной эрозии, приводящие к образованию специфических форм: на вершинных поверхностях — неглубоких (до 2 м) меандрирующих русел шириной до 5-7 м, на склонах — эрозионных борозд, рытвин и оврагов (глубиной до 4-5 м). В толще отвальных полей присутствуют остовы зданий и сооружений шахтных комплексов, нередко торчащие из-под отвалов, а также значительное количество (в среднем) промышленного мусора, состоящего из обломков железобетонных конструкций. Отвальные поля шахт характеризуются разной высотой и площадью. При этом, отвалы на месте ликвидированных шахт имеют мощность в среднем менее 5 м, а отвалы пустой породы действующих и ликвидированных шахт — от 10-12 до 30-35 м. Отвальные поля (шахт, ЦОФ, золоотвалы) располагаются компак-

тно, имеют близкую к изометричной форму, в то время как карьеры по добыче угля — вытянутую форму (согласно простиранию угольного пласта). Глубина последних достигает 35-40 м, что сравнимо с глубиной крупнейшей долины территории — долины реки Воркуты.

На поверхности антропогенных форм рельефа протекают геоморфологические процессы, набор которых определяется, прежде всего, крутизной поверхности и литологическим составом слагающих грунтов. В частности, на склонах отвальных полей и насыпей протекают эрозионные процессы, наибольшего размаха достигающие на склонах золоотвалов и свежих отвалов шахт и ЦОФ, карьеров по добыче ПГС. На обнаженных (незаросших) склонах отвальных полей, крутизна которых составляет около 30-40° протекают осыпные процессы, на склонах карьеров по добыче ПГС — оползание, карьеров по добыче угля и известняка — обвально-осыпные процессы. В днищах карьеров развивается затопление. На поверхностях отвальных полей и в днищах карьеров по добыче ПГС, местами, развиваются эоловые процессы — дефляция и эоловая аккумуляция. Многие из перечисленных процессов получили широкое развитие на изучаемой территории, в основном, в результате антропогенного воздействия (к примеру, гравитационные склоновые и эоловые процессы) и наблюдаются в пределах комплекса антропогенного рельефа. На прилегающей к районам прямой трансформации участкам спектр естественных геоморфологических процессов оказался существенно изменен, что, как правило, привело к усложнению условий освоения в результате активизации негативных и опасных геоморфологических процессов (пучения, тер-

мокарста, эрозии).

Наиболее опасным геологическим процессом, который протекает в пределах отвальных полей и отдельных крупных отвалов, является, без сомнения, пиролиз и сопутствующее самовозгорание. Очаги самовозгорания возникают из-за неправильной планировки отвалов, обеспечивающей свободный доступ кислорода, и процессов окисления угля. Под воздействием высоких температур происходит разложение минеральной части и углистых частиц с выделением CO , CO_2 , NO_x , SO_2 и других газов, а также углеводородов. Горячий газ, насыщенный продуктами разложения пород, в основном имеющих кислотный характер, по трещинам в отвале поднимается к поверхности. Кислотные выпадения приводят к растворению карбонатных солей и их химическому превращению в нитраты, что проявляется в появлении выцветов солей на гранях обломков в приповерхностном горизонте (Брагина, 2014). Процесс самовозгорания отмечен и на крупнейших отвальных полях Воркутинского горнодобывающего района. В частности, парение поверхности и выходы горячего газа (в том числе, с образованием фумарол) отмечены на отвальных полях ликвидированных шахт №20, №25 и «Южная».

Выводы. На территории Воркутинского горнопромышленного узла наблюдается существенная антропогенная трансформация рельефа: около 25% от всей площади — это территории, где рельеф частично (около 8%) или полностью (около 17%) изменен. На 61,5% от всей площади антропогенного воздействия за столетие освоения создан антропогенный рельеф. Среди прямых трансформаций преобладают аккумулятивные — создание положительных форм ан-

тропогенного рельефа (отвальные поля, насыпи, золоотвалы и др.). Денудационные трансформации значительно уступают по объему перемещенного материала (до 16% от всего объема перемещенного материала). Отметим, что создание крупных положительных форм связано, в основном, с изъятием материала из шахт, где за 90 лет освоения созданы денудационные формы субрельефа колоссальных объемов.

Наибольшие объемы техногенных грунтов сосредоточены в отвальных полях шахт ЦОФ «Печорская» и Юнь-Ягинского угольного разреза (до 55% от всего объема), а также в насыпях под населенными пунктами (до 32% от всего объема). Наиболее опасным геоморфологическим процессом, развитым в пределах отвальных полей шахт, является пиролиз и сопутствующее самовозгорание. Обнаруженные признаки этих процессов указывают на возможность существования в теле отвалов крупных полостей и трещин. Несмотря на перспективные возможности использования отвальных полей колоссального размера (к примеру, для развития лыжно-саночных видов спорта) именно пиролиз представляет собой непосредственную опасность и переводит эти территории в разряд непригодных для использования. Полученные результаты позволяют заключить, что территория Воркутинского кольца — одна из наиболее крупных в России зон прямой трансформации рельефа как по площади воздействия, так и по объемам перемещения материала.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60200.

Литература

Брагина, П.С. Самовозгорание угольных отвалов в Кемеров-

ской области // Природа и экономика Кемеровской области и сопредельных территорий. – 2013. – №4(29). – С. 23-31.

Деньгин, А. Сведения о реке Печоре // Отечественные записки. – 1828. – Ч. 36. – С. 349-379.

Иевлев А.А. Ухтинская экспеди-

ция ОГПУ: старт промышленного освоения недр Печорского края // Арктика и Север. – 2014. – №16. – С. 91-115.

Сидоров, М.К. Север России М. Сидорова – Санкт-Петербург: Типография Почтового департамента, 1870. – [2]. XXIII. – 556 с.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ

Калыгин М.Н.¹, Жиров А.И.², Болтрамович С.Ф.³

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,

¹kalyginmisha@yandex.ru, ²zhirov84@mail.ru, ³boltramovich@mail.ru

Аннотация. Стараниями К.К. Маркова и З.А. Сваричевской в 30-х годах прошлого столетия были заложены теоретические основы крупномасштабного геоморфологического картографирования, известные как «геоморфологическая триада»: морфология, происхождение (генезис), возраст. Однако начиная с конца прошлого века роль геоморфологической карты значительно уменьшилась в сравнении с картой четвертичных образований. Это привело к её подчиненному значению по отношению к картам четвертичных образований в составе Государственной геологической карты РФ, исчезновению из состава необходимых карт при проведении инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканий. В последние годы нами накоплен большой опыт построения на основе системно-морфологического подхода А.Н. Ласточкина аналитических геоморфологических карт, которые, как представляется, могут существенно повысить престиж геоморфологического картографирования. Проведенный нами сравнительный анализ геоморфологических картосхем, составленных традиционным методом, карт четвертичных образований и аналитических геоморфологических карт для территории Сихотэ-Алиня показал, что именно последние обладают наибольшей детальностью, информативностью и точностью. Сделан вывод, что обращение к системно-морфологическому подходу способно вернуть геоморфологической карте её теоретическое и прикладное значение при изучении экзогенных и эндогенных процессов, надлитосферных геокомпонентов и геокомплексов, вторичных литотопов и их инженерно-геологических свойств. Геоморфологическое картографирование должно базироваться на данных о рельефе, своих методах картографирования и предварять, а не завершать геологическое картографирование, помогая геологам в изучении и картировании четвертичных отложений и дочетвертичных пород, геодинамики и экологического состояния геологической среды. Данный подход уже успешно апробирован при картографировании шельфа Северного Ледовитого океана.

Ключевые слова: геоморфологическое картографирование, геоморфологическая триада, системно-морфологический подход, аналитическая геоморфологическая карта

Введение. С 30-х годов XX века, когда были сформулированы основополагающие постулаты, определяющие содержание геоморфологической карты, она зачастую служила основным итогом геоморфологических исследований, являясь обязательным элементом как государственного геологического картографирования, так и инженерно-геологических изысканий.

Однако в дальнейшем, в процессе постепенной и неудачной смены приоритетов картографирования с морфологии на генезис и при общем нарастании изученности четвертичных отложений, совершенствовании методов их датирования, геоморфологическая карта постепенно стала утрачивать свое теоретическое и прикладное значение. В конце XX и начале XXI века геоморфологическая карта потеряла свои позиции сначала в геологической съемке, а затем и в инженерно-геологических и инженерно-экологических изысканиях. В результате в Государственной геологической карте с 90-х годов осталась одна обзорная геоморфологическая картосхема, а в модернизированных в 2012 г. правилах инженерных изысканий для строительства геоморфологическая карта и вовсе пропала из перечня обязательных карт.

Что необходимо для того, чтобы вернуть геоморфологической карте её прежнее важное теоретическое и прикладное значение? На решение этого насущного вопроса нацелена данная работа.

Материалы и методы. Для исследования нами использовался сравнительный анализ разных картографических материалов. В качестве последних выступали: а) геоморфологические картосхемы листов Государственной геологической карты масштаба 1:500 000, созданные традиционными мето-

дами и в традиционной легенде; б) аналитические геоморфологические карты масштаба 1:50 000, созданные авторами на район Сихотэ-Алиня согласно системно-морфологическому подходу А.Н. Ласточкина (Ласточкин, 1987), — с условием выполнения требований к картам ВСЕГЕИ; в) карты четвертичных образований масштаба 1:200 000 на тот же район (Государственная, 2006). Сопоставлялись детальность, точность и информативность карт, возможности их создания с применением исключительно геоморфологических средств и методов. Оценивался потенциал дальнейшего прикладного использования карт. Для корректного сравнения указанные карты были приведены масштабированием (увеличением/уменьшением изображения) к единому масштабу (рис. 1).

Результаты. Сравнение аналитических геоморфологических карт и геоморфологических картосхем, а также карт четвертичных образований, несмотря на разницу в масштабах картографирования, показал:

1. Большую детальность аналитических геоморфологических карт, в чем сказывается, конечно, различие исходных масштабов. Причем большая детальность присуща как изображению склонов хребтов и возвышенностей, так и речных долин.

2. Полное отсутствие на картосхемах некоторых элементов земной поверхности — фасов, подножий трех категорий, площадок нагорных террас, площадок надпойменных террас, останцовых возвышенностей на пойме и др. — что уже сложно объяснить различиями масштабов картографирования.

3. Даже карты четвертичных образований оказываются детальнее геоморфологических картосхем. Для них характерна повышенная детальность изображения речных

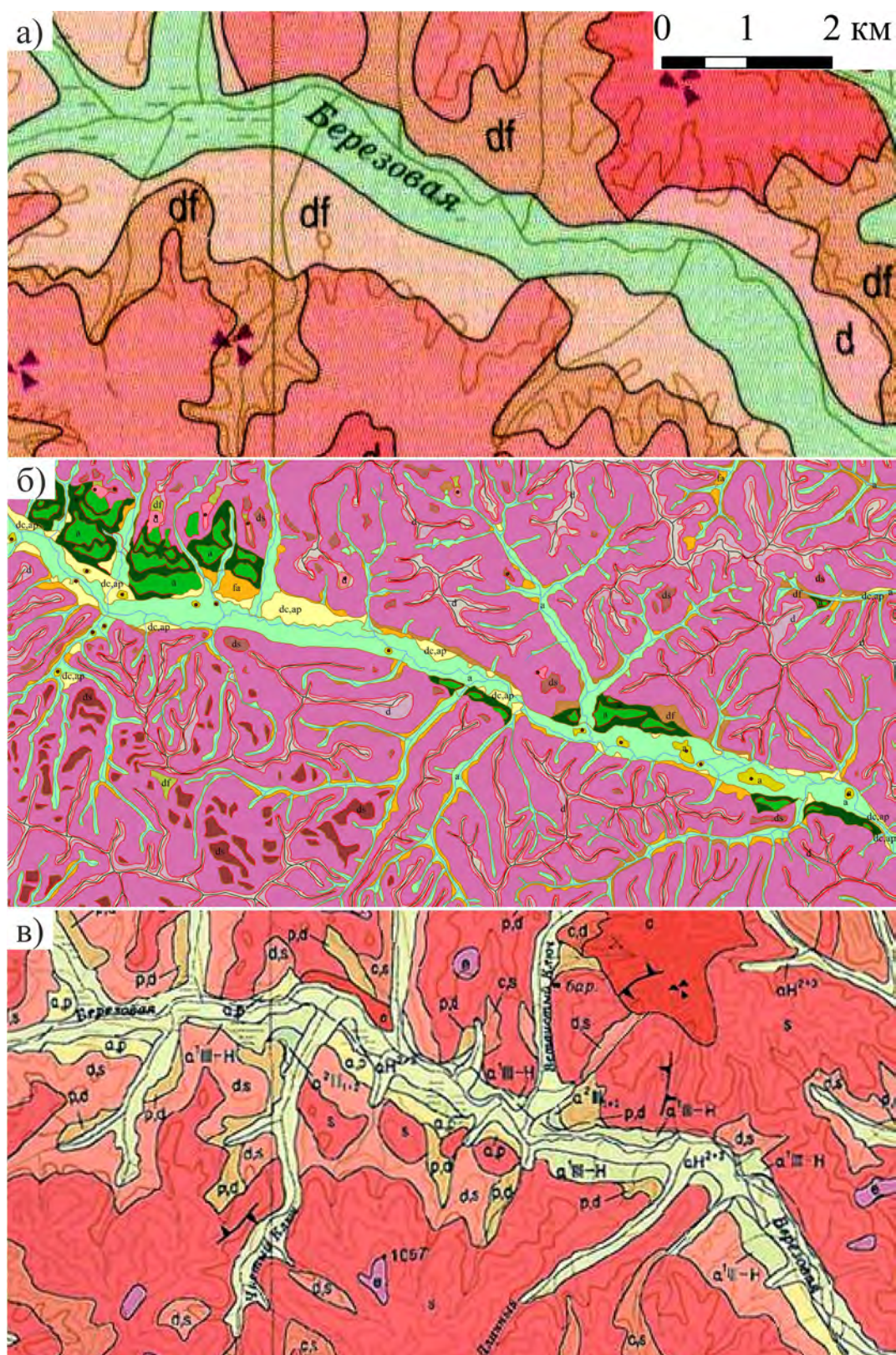


Рисунок 1. Фрагменты геоморфологической схемы масштаба 1:500 000 (а), геоморфологической карты листа L-53-XXIII масштаба 1:50 000 (б), карты четвертичных образований масштаба 1:200 000 (в), приведенные к одному масштабу.



б) Площадные элементы					
Обозначение на схеме	Морфологический индекс	Название площадных элементов рельефа	Крутизна (пологие, до горизонтальных – 0°-6°, пологие – 6°-12°, средней крутизны – 12°-18°, крутые – более 18°).	Генезис	Возраст
d	P ₁₋₅ P ₁₋₆	Вдольгребневые поверхности горных хребтов и возвышенностей	Пологие Средней крутизны и крутые	Денудационный, созданный комплексом склоновых процессов	K ₂ - Q _{II}
d	P ₀₋₅ P ₀₋₆	Привершинные поверхности, останцы	Пологие и средней крутизны	Денудационный, созданный комплексом склоновых процессов	K ₂ - Q _{II}
d	P ₅₋₅	Фасы горных хребтов и возвышенностей	Средней крутизны	Денудационный, созданный комплексом склоновых процессов	K ₂ - Q _{II}
d	P ₊₅	Плосковершинные поверхности	Пологие, до горизонтальных	Денудационный	K ₂ - Q _{II}
d	P ₅₋₆	Склоны горных хребтов и возвышенностей	Крутые	Денудационный, созданный комплексом склоновых процессов	K ₂ - Q _{II}
ds	P ₆₋₅	Площадки нагорных террас	Пологие, до горизонтальных	Морозное выветривание и солифлюкция	K ₂ - Q _{II}
ds	P ₆₋₅	Площадки нагорных террас, чередующиеся с небольшими уступами	Пологие и средней крутизны	Морозное выветривание и солифлюкция	K ₂ - Q _{II}
df	P ₆₋₆	Подножья склонов речных долин	Средней крутизны	Денудационно-эрозионный	K ₂ - Q _{II}
df	P ₆₋₅	Седловины	Пологие	Денудационно-эрозионный	K ₂ - Q _{II}
fa	P ₆₋₆	Подножья склонов речных долин	Пологие	Эрозионно-аккумулятивный	K ₂ - Q _{II}
l	P ₅₋₀	Озерные котловины	Пологие и средней крутизны	Аккумулятивно-эрозионный, озерный, подрудный, субаквальный	Q _I - Q _{II}
sd	P ₁₋₅	Вдольгребневые поверхности, фасы и подножья возвышенностей predeterminedенные препарировкой интрузивных тел	Пологие	Структурно-денудационный	K ₂ - Q _{II}
	P ₅₋₅		Средней крутизны		
	P ₆₋₆		Пологие		
sd	P ₅₋₆	Уступы возвышенностей predeterminedенные препарировкой интрузивных тел	Крутые	Структурно-денудационный	K ₂ - Q _{II}
dc, ap	P ₆₋₆	Подножья и конусы выноса речных долин	Пологие, до горизонтальных	Аккумулятивный, делювиально-коллювиальный и аллювиально-пролювиальный	Q _I - Q _{II}
a	P ₆₋₅	Площадки надпойменных террас	Пологие, до горизонтальных	Эрозионно-аккумулятивный, аллювиальный	Q _I - Q _{II}
a	P ₅₋₆	Уступы надпойменных террас	Пологие и средней крутизны	Аккумулятивно-эрозионный, аллювиальный	Q _I - Q _{II}
a	P ₀₋₆	Привершинные поверхности изометричных повышенных пойменной террасы речных долин	Пологие	Аккумулятивный, аллювиальный	Q _{II}
a	P ₊₅	Плосковершинные поверхности островов в русле рек	Пологие, до горизонтальных	Эрозионно-аккумулятивный, аллювиальный	Q _{II}
a	P ₅₋₂	Вдолькилевые поверхности изометричных пониженных пойменной террасы речных долин	Пологие	Эрозионно-аккумулятивный, аллювиальный	Q _{II}
a	P ₆₋₂	Вдолькилевые поверхности пойменной террасы речных долин	Пологие, до горизонтальных	Аккумулятивный, аллювиальный	Q _{II}
a	P ₅₋₂	Русло р. Кемы	Пологие	Аккумулятивно-эрозионный, аллювиальный, субаквальный	Q _{II}
Линейные элементы					
	L ₁	Гребневые линии		L ₅	Линии выпуклого перегиба
	L ₂	Килевые линии		L ₆	Линии вогнутого перегиба
Точечные элементы					
	C ₀ ⁺	Вершины			

Рисунок 2. Легенды геоморфологической схемы масштаба 1:500 000 (а) и геоморфологической карты масштаба 1:50 000 (б).

долин, где отражены четыре уровня надпойменных террас. Но уступы аллювиальных террас не указаны, фрагментарно показаны подножия, хотя трудно ставить это в недостатки карте, нацеленной в первую очередь на картирование отложений и аккумулятивных поверхностей.

4. Сравнение легенд показало крайне низкую информативность легенды геоморфологической картосхемы (рис. 2). Шесть ареальных генетических выделов и членение двух из них на три категории по крутизне склонов (на крутые, средней крутизны и пологие) — это слишком мало для отражения как происхождения рельефа, так и его морфологии. Для сравнения, легенда карты четвертичных образований содержит восемнадцать генетических и возрастных выделов, а аналитическая геоморфологическая карта, созданная авторами, двадцать пять площадных условных знаков — не считая четырех линейных и одного точечного.

5. Для выделения структурно-денудационного рельефа на геоморфологической картосхеме попросту заимствуется информация об интрузиях с геологической карты.

6. Аналитическая геоморфологическая карта, созданная авторами с использованием системно-морфологического подхода, даже в упрощенном виде (без плановых границ отдельных форм — морфоизограф), предоставляет наиболее полную информацию о морфологии рельефа. Даже неполный морфологический индекс (без указания вертикальной и горизонтальной кривизны поверхности) и вербальное название позволяют судить о положении каждого элемента по относительной высоте и об относительной крутизне элементарных поверхностей. Добавление информации о вертикальной и горизонтальной кривизне позволило бы до-

полнительно членить поверхности по гравитационной, инсоляционной и циркуляционной экспозициям.

Выводы. Существующие проблемы геоморфологического картографирования видны не только отечественным ученым, но и зарубежным. М. Бишоп с соавторами указывают на нерешенность в рамках картографирования не только технических и технологических, но и теоретических, содержательных вопросов (Bishop et al., 2012). Поэтому геоморфологические карты и другие данные, по мнению Э. Гуди (Goudie, 2004), гораздо реже используются государственными органами и коммерческими пользователями — в сравнении с геологической и почвенной информацией.

К сожалению, в сформулированной К.К. Марковым (Марков, 1929) и развитой З.А. Сварической «геоморфологической триаде» при картографировании рельефа морфология была низведена до подчиненного положения. Преобладание генетического содержания в геоморфологических картах было оправдано на стадии слабой изученности четвертичных отложений. Однако по мере их исследования и картирования, усовершенствования методов относительного и абсолютного датирования отложений, к концу XX века стало очевидно, что геоморфологические карты являются подчиненными и менее детальными и информативными по сравнению с картами четвертичных отложений. Вместо последовательного изучения сначала морфологии, а уж затем генезиса и возраста рельефа, что определяется и последовательностью картографирования (сначала геоморфологическое, и только потом — четвертичных образований), геоморфологи стали идти вслед за геологами-четвертичниками, а не впереди них.

Из всей морфологии земной поверхности на геоморфологических картах осталось лишь относительное представление о крутизне склонов. Относительное потому, что шкалы с абсолютным делением поверхностей по крутизне плохо применимы для разных районов – они индивидуальны для каждого участка земной поверхности.

Отсутствие на геоморфологических картах элементарных поверхностей резко снижает их прикладное значение, так как обозначенные выделы не являются элементарными арелами ни ландшафтов, ни геокомпонентов, ни вторичных литотопов с определенными инженерно-геологическими свойствами. Это резко уменьшает их значение для исследования надлитосферных геокомпонентов и экзогенных процессов. Отсутствие на геоморфологических картах линейных элементов негативно сказывается на их прогностическом значении в отношении исследования эндогенных процессов.

Системно-морфологический подход никоим образом не отрицает генезис или возраст в содержании геоморфологических карт, а лишь обозначает приоритеты при

картировании и расширяет набор морфологических параметров для более полной характеристики рельефа, что видно из сравнения легенд карт.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXVIII (Черемшаны). Карта четвертичных образований О/Зап. № 55433-55435. Авторы: Михайлов В.А., Костин А.Я. – 2006.

Ласточкин, А.Н. Морфодинамический анализ – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

Марков, К.К. О геоморфологической карте // Геологический вестник. – 1929. – Том 7. Вып. 1-3. – С. 34-41.

Bishop, M.P., James, L.A., Shroder, jr.J.F., Walsh, S.J. Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: Concepts, issues and research // *Geomorphology*. – 2012. – 137. – P. 5-26.

Goudie, A.S. (Ed.). *Encyclopedia of geomorphology*. Vol. 1 and 2. – Routledge Ltd, London. New York, 2004. – 1156 p.

АНТРОПОГЕННАЯ НАГРУЗКА НА РЕЧНЫЕ БАССЕЙНЫ НОВОЙ МОСКВЫ

Маккавеев А.Н.¹, Шварев С.В.²

Институт географии РАН, Москва, Россия,

¹aleksander.mackaveeff@yandex.ru, ²s.v.shvarev@gmail.com

Аннотация. За последнее столетие антропогенное воздействие на реки, протекающие в Новой Москве сильно возросло. В результате вмешательства человека в естественное развитие рек увеличилось водопотребление, которое сопровождается ухудшением качества воды. Существенно уменьшились водность и транспортирующая способность рек. Особенно быстро стало увеличиваться антропогенное давление на ландшафты с 2012 г., когда к столице была присоединена большая по площади территория Новой Москвы. Используя статистические справочные материалы подсчитано количество населения и его плотность в речных бас-

сейнах, которые могут служить для оценки роста антропогенной нагрузки в них за время, прошедшее со времени образования Новой Москвы. С 2012 по 2019 год антропогенная нагрузка на ландшафты региона возросла не менее, чем в 1,5 раза. Наибольшее антропогенное давление испытывает бассейн р. Десны, на берегах которой расположены крупные населенные пункты (г. Троицк и другие); плотность населения в ее бассейне превышает 550 человек на км². Усиление антропогенной нагрузки является причиной как активизации, так и затухания эрозионных и связанных с ними ряда других экзогенных процессов.

Ключевые слова: эрозионные процессы, река Десна, река Пахра, численность населения, урбанизированные территории

Введение. Влияние антропогенных факторов на речной сток, а через него и на особенности проявления эрозионных процессов велико. Его изменения зависят от наличия гидротехнических сооружений на реках, характера и интенсивности хозяйственной деятельности в их бассейнах. Особенно значимый фактор — количество населения. При его росте увеличиваются водозабор и площади урбанизированных территорий. В свою очередь, водная эрозия — один из наиболее действенных экзогенных агентов рельефообразования, тесно связанных с особенностями хозяйственной деятельности на территории речных бассейнов.

В 2012 году столица, расширена за счет территорий, в основном на юго-западе Московской области, и площадь города увеличилась примерно в 2.4 раза. Новая Москва объединена в два административных округа — Троицкий и Новомосковский, получивших общее наименование ТиНАО. Кроме того, в состав Новой Москвы были включены небольшие по площади районы к западу от столицы, которые мы не рассматриваем из-за отсутствия в них значительных гидрографических объектов.

Цель работы — оценить рост антропогенной нагрузки на речные бассейны Новой Москвы за время, прошедшее со времени ее

образования и ее влияние на эрозионные и связанные/зависящие от неё рельефообразующие процессы. Основной источник данных — статические справочные материалы.

Физико-географическая характеристика Новой Москвы. Новая Москва расположена на междуречье рек Оки и Москвы — Москворецко-Окской равнине, наиболее высокая часть которой — Теплостанская возвышенность находится на севере ТиНАО. Южнее возвышенности развиты моренно-эрозионные увалистые и холмистые равнины. Местами, особенно на востоке и юго-востоке района, встречаются плоские зандровые и озерные поверхности. Значительные пространства равнин, находящиеся ближе к «Старой Москве», до недавнего времени были распаханы, в настоящее время большая часть пашен заменена дачными участками, или поросли кустарником и мелкоколесьем. На юге Новой Москвы водораздельные пространства в основном залесены. Из опасных геолого-геоморфологических процессов в Новой Москве развиты гл. обр. оползни, карст и суффозия. Большинство оползней поверхностные, мелкие. Неглубокое залегание известняков и отсутствие местами водоупорных юрских глин, их перекрывающих — причина развития карста, особенно в полосе примы-

кающей к долине Пахры, по берегам р. Рожайки, на междуречьях р. Мочи и притоков р. Лопасни, в долине Десны, в оврагах, долинах ручьев и небольших рек, прорезающих близкие к поверхности известняковые отложения (Абрамович, 1946; Болысов, Неходцев, 2017). При обрушениях над каменоломнями и штольнями, — часто образуются овраги, котловины, рвы и провальные воронки; карст нередко сопровождается суффозия, которая также бывает спровоцирована хозяйственной деятельностью (Долотов, Парфенов, 2013).

Ширина рек не превышает 50–70 м. В их долинах выделяются до трех надпойменных террас, в низовьях рек Пахры и Десны появляется четвертая терраса. Основной источник питания — снеговые воды, в теплый сезон — дождевые и подземные, зимой — родники. Среднегодовой расход воды в 36 км от устья крупнейшей из рек региона — Пахры составляет 10–11 м³/с (объем стока 0.314 км³/год) (Абрамович, 1946; Матвеев, 1961 и др.). По данным, приводимым Н.П. Матвеевым (Матвеев, 1961), модуль годового стока реки у с. Макарово изменяется от 2.50 до 12.0 л/сек. км², при среднем значении 6.12 л/сек. км². Вода в реке поднимается до 6 м. На других реках, кроме Пахры, постоянных наблюдений не проводилось, эти показатели значительно меньше.

Антропогенная трансформация речных бассейнов Новой Москвы. На реках Новой Москвы с давних пор возводились запруды, вызывавшие подпор грунтовых вод; проводился дренаж заболоченных участков. Из каменоломен и карьеров, добывались известняк, песок, гравий и галька. В настоящее время на берегах рек многочисленны

населенные пункты, включая дачные поселки и садовые товарищества. Вмешательство человека в естественное развитие рек уменьшило их водность и транспортирующую способность. Особенно уменьшился вынос твердого материала за счет большого количества прудов. К росту аккумуляции в руслах также привело сведение лесов, вызвавшее увеличение твердого стока с полей и смыв с них удобрений, что, в свою очередь, активизировало развитие растительности в руслах и заболачивание поймы (Шварев, Болысов, Неходцев, 2017).

Климатические изменения вызвали рост местных водных ресурсов Московской области. В 1985–2005 гг., по сравнению с 1936–1984 гг., он составил почти 50%, (Коронкевич, Мельник, 2015). Это связано также с ростом поверхностного стока со склонов, обусловленного увеличением урбанизированных площадей (Матвеев, 1961). С 1990 по 2009 гг. количество загрязненных сточных вод снизилось в 1.4 раза, тем не менее, вода многих водных объектов остается непригодной для питьевых целей (Коронкевич, Мельник, 2015). Так в р. Пахре в начале текущего века минерализация воды возросла более чем в 1.5 раза (Рукин, Балоян, 2016). Загрязняют речные воды и свалки в старых карьерах.

Начиная с 30-х годов прошлого века в Москве и области, наряду с поверхностными водами, активно используются подземные. Возникли локальные депрессионные воронки, куда проникают загрязненные поверхностные воды (Бочеввер, Поросенков, Язвик, 1966, Рябышев, 1978). Подземный сток в Подмосковье за последние 50 лет сократился в 4 раза и в ряде городов подземные воды стали непригодными для питья

(Рукин, Балоян, 2016). Но общее снижение водоотбора с конца 1980-х годов вызвало стабилизацию их уровней и, в отдельных случаях, повышение. Запасы подземных вод по Московской области оцениваются в 9658.3 тыс. м³/сутки (ecology.moscow/eco/ru/report_result/o_452195).

Антропогенная нагрузка на речные бассейны Новой Москвы. Об антропогенной нагрузке на речные бассейны Новой Москвы можно приблизительно судить по количеству населения в их пределах. Надо подчеркнуть — это минимальная оценка, использующая доступные официальные данные о постоянно проживающих в данном регионе. Эти данные не учитывают временное население, за счет которого население региона возрастает, особенно сильно в теплое время года — дачников, членов садовых товариществ, отдыхающих в санаториях, а также строителей.

Согласно официальным данным в ТиНАО на момент присоединения проживало менее 250 тыс. человек. Численность и плотность населения Новомосковского административного округа (площадь 361.4 км²) в 2019 г оценивается по различным источникам от 235 тыс. человек (Население Москвы по округам и районам // [Население субъектов Российской Федерации. Ru.wikipedia.org>Wiki](http://Население%20субъектов%20Российской%20Федерации.Ru.wikipedia.org%3EWiki)) до почти 260 тыс. (<https://stroi.mos.ru/new-moscow/12-tochek-rosta-novoi-moskvu>), что отвечает плотности населения, в 650-720 чел./км². Площадь Троицкого округа 1084.3 км². Население около 125-127 тыс. человек. Плотность населения 115-117 чел./км². В целом плотность населения в Новой Москве возросла с 173 до 260 чел./км² или в 1.5 раза.

Для оценки антропогенной нагрузки на бассейны мы подсчитали количество населения в них, используя официальные данные по всем населенным пунктам, в них находящимся (<https://www.gks.ru/compendium/document/13282?print=1>. Дата обращения 31 июля 2019; <https://stroi.mos.ru/new-moscow/12-tochek-rosta-novoi-moskvu>).

Вычислив по крупномасштабным картам площади бассейнов (тех их частей, которые находятся в ТиНАО), легко узнать плотность населения в них — довольно информативного показателя, хотя и несколько заниженного, поскольку количество населения и антропогенная нагрузка не связаны прямой зависимостью: в больших населенных пунктах, как правило, находятся промышленные предприятия, значительно увеличивающие нагрузку.

В северной части Новой Москвы в бассейне правого притока р. Москвы — **реки Сетуни** проживает около 3 тыс. человек. Плотность населения около 70 чел./км², несмотря на близость к «Старой Москве» — ниже почти в 10 раз, чем в целом по Новомосковскому округу, поскольку здесь нет крупных населенных пунктов.

В Новой Москве находятся верхнее и среднее течение **реки Пахры**, низовья — в Московской области. Площадь бассейна реки в ТиНАО (без бассейнов ее основных притоков Мочи и Десны) ~ 465 км². В 2019 г. в бассейне р. Пахры проживало более 80 тыс. человек (плотность населения 172 чел./км²). За пределами Новой Москвы, но рядом с ее границей, у слияния рек Пахры и Десны, находится г. Подольск.

Река Десна — левый приток Пахры, почти вся, кроме своих верховьев, протека-

ет по территории Новой Москвы. Площадь бассейна в ее пределах ~ 523 км². На берегах Десны расположены г. Троицк (61 тыс. человек), большие поселки Коммунарка и Газопровод. Всего проживает около 290 тыс. человек, плотность населения ~554 чел./км². На экологическое состояние реки негативно влияет г. Апрелевка, находящийся в ее верховьях — в Московской области. В бассейнах небольших левых притоков Десны — рек Незнайки и Ликовы проживает 74 тыс. человек (почти 370 чел./км²), Сосенки — около 17 тыс. (190 чел./км²).

Река Моча (правый приток Пахры) почти вся протекает по ТиНАО. В верховьях долина довольно узкая (первые сотни метров), в средней части расширяется до 2-3 км за счет развития надпойменных террас. В приустьевой части долина вновь сужается, врезаюсь в известняки и доломиты. Площадь бассейна ~482 км². В 2019 г. в бассейне реки проживало около 40.5 тыс. человек (плотность населения 80 чел./км²).

Самый малонаселенный район Новой Москвы — ее юг. Реки района — **левые притоки реки Оки**: Лопасня, Черничка и др. маленькие речки. На площади около 190 км² здесь проживало не более 4 тыс. человек. Плотность населения 20-21 чел./км².

Выводы. С 2012 года плотность населения в Новой Москве возросла с 173 до 260 чел./км² или в 1.5 раза. Не на меньшую величину выросла и антропогенная нагрузка на ландшафты, особенно в «точках роста» Новой Москвы — Внуково, Румянцево, Мосрентген, Коммунарка, Троицк, Рязаново, Киевский, Ярцево, Щапово, Вороново, Кленово, Рогово. Наибольшее антропогенное давление испытывает бассейн р. Десны, на берегах которой расположены

г. Троицк и др. крупные населенные пункты; плотность населения в бассейне превышает 550 чел./км². Усиление антропогенной нагрузки является причиной как активизации, так и затухания эрозионных и связанных с ними ряда других экзогенных процессов; продолжающегося роста оврагов и образования новых, особенно на склонах Теплостанской возвышенности, подмыва берегов по берегам Пахры, Десны и других рек и активизации оползневых процессов на крутых берегах рек (Аникина, Шварев, Неходцев, Самойлова, 2013), а также в ряде случаев возобновлению или возникновению карстовых явлений в результате понижения уровня грунтовых вод. Но то же усиление нагрузки вызвало заболачивание долин и прекращение стока в верховьях и даже в среднем течении большинства малых рек Новой Москвы.

Литература

Абрамович, Д.И. Река Пахра как пример малых рек Московской области // Тр. Института географии. – М.-Л.: Изд-во Академии Наук СССР. – 1946. – Вып. XXXVIII. – 51 с.

Аникина, Н.В., Шварев, С.В., Неходцев, В.А., Самойлова, Е.А. Оценка природно-антропогенных геолого-геоморфологических условий Оценка природно-антропогенных геолого-геоморфологических условий Новой Москвы / Геоэкологические проблемы Новой Москвы. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 88-95.

Бочеввер, Ф.М., Поросенков, В.И., Язвик, Л.С. Подземные воды Москвы и Подмосковья // Городское хозяйство Москвы. – 1966. – №10. – С. 25-26.

Болысов, С.И., Неходцев, В.А. Потенциальные геоморфологические опасности территории Новой Москвы в связи с

ее активной урбанизацией / Геоморфология городских территорий: конструктивные идеи. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2017. – С. 47-56.

Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2018 году. М.: Департамент природопользования и охраны окружающей среды города Москвы [электронный ресурс] URL: http://ecology.moscow>eco/ru/report_result/o_452195.

Долотов, Ю.А., Парфенов, А.А. Подземные горные выработки на территории Новой Москвы / Геоэкологические проблемы Новой Москвы. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 94-107.

Коронкевич, Н.И., Мельник, К.С. Современные тенденции изменения поверхностных водных ресурсов Московского региона / Геоэкологические проблемы Новой Москвы. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 27-32.

Коронкевич, Н.И., Мельник, К.С. Гидрологические последствия изменения землепользования в бассейне реки Москвы // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2015. – №5. – С. 38-454.

Матвеев, Н.П. Сток рек южной части Московской области // Московский областной педагогический институт им. Н.К. Крупской. Ученые записки. – 1961. – Т. ХСIII. – С. 3-140.

Население Москвы по округам и районам. Население субъектов Российской Федерации. Ru.wikipedia.org>Wiki; официального сайта Департамента природопользования и охраны окружающей среды города Москвы [электронный ресурс.]

Рукин, М.Д., Балоян, Б.М. Водные артерии планеты. Вода и цивилизация – Saarbrücken: Publishin, 2016. – 234 с.

Рябышев, М.Г. Охрана водных ресурсов — источник водоснабжения. Охрана водной среды – М.: Московский рабочий, 1978. – С. 21-31.

Численность населения Российской Федерации по муниципальным образованиям на 1 января 2019 года. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.gks.ru/compendium/document/13282?print=1> (дата обращения 31.07.2019).

Шварев, С.В., Болысов, С.И., Неходцев, В.А. Современный естественный и антропогенный морфолитогенез на территории Новой Москвы / Геоморфология городских территорий: конструктивные идеи. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2017. – С. 23-46.

12 точек роста Новой Москвы. [Электронный ресурс]. URL: <https://stroim.mos.ru/new-moscow/12-tochek-rosta-novoi-moskvy>.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКЕ АМУР И УСТОЙЧИВОСТЬ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Махинов А.Н., Ким В.И., Матвеев Д.В.

*Институт водных и экологических проблем ХФИЦ ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
amakhinov@mail.ru*

Аннотация. Рассматриваются особенности русловых процессов реки Амур при происхождении крупных паводков. На основе данных экспедиционных исследований и анали-

за космических снимков выявлены масштабные русловые преобразования на много рукавных участках реки, обусловленные катастрофическими наводнениями 2013 и 2019 гг. Оцениваются негативные последствия перераспределения стока воды по рукавам и их воздействие на устойчивость береговых и русловых гидротехнических сооружений в окрестностях крупных городов — Хабаровска, Комсомольска-на-Амуре, Амурска. Предложены меры по нейтрализации нежелательной направленности эрозионно-аккумулятивных процессов.

Ключевые слова: Амур, наводнения, русловые процессы, размыв берегов, гидротехнические сооружения

Введение. Амур — одна из самых непредсказуемых рек России. Ее водный режим характеризуется значительным внутригодовым и многолетним непостоянством (Гарцман, 2008). Однако исследованиями были выявлены четко выраженные периоды повышенной водности реки. За все время инструментальных гидрологических наблюдений на Амуре с 1896 г. по 2020 г. (125 лет) было 5 таких периодов. В настоящее время Амур находится в состоянии повышенной водности с 2009 года до предположительно 2025 года. Наиболее крупные в истории наводнения отмечались в последнее десятилетие.

Одним из наиболее негативных последствий крупных наводнений является высокая активность русловых процессов. Она проявляется в перераспределении стока воды по рукавам и интенсивном размыве берегов. Также существенным фактором русловых преобразований реки Амур, усиливающих интенсивность русловых деформаций при высоких уровнях воды, являются много рукавность русла со сложными формами разветвлений, значительный сток наносов и их интенсивное накопление в русле. Крупные наводнения осуществляют значительные преобразования русла, что необходимо учитывать при различных видах хозяйственной деятельности в долине реки.

Цель работы заключается в выявлении

и характеристике проблемных участков реки Амур, подверженных активизации в перераспределении стока воды по рукавам в пределах пойменно-русловых разветвлений в результате влияния крупных паводков 2013 и 2019 гг.

Материалы и методы. С целью оценки русловых преобразований проводился анализ космических снимков детального разрешения, на которых предварительно были выделены участки реки Амур, характеризующиеся наиболее крупными пойменно-русловыми разветвлениями рек. Сравнение космических снимков на выявленных участках до и после каждого наводнения дало возможность определить произошедшие плановые изменения русла. Использовались материалы предыдущих исследований, полученных в ИВЭП ДВО РАН, материалы ранее выполненных съемок русла и лоции Амура, а также топографические карты разных лет издания для определения тенденций в развитии русла в пределах каждого исследуемого участка.

Экспедиционные работы включали в себя определение морфометрических характеристик основных и второстепенных рукавов реки Амур, а также измерения скоростей течения и расходов воды, визуальные наблюдения и картирование состояния берегов. Количественно оценивалось перераспределение стока воды между рукавами. На-

турные исследования и анализ космических снимков позволили оценить масштабы перестроения русла, выявить районы наиболее интенсивной активизации эрозионно-аккумулятивных процессов и закономерности перераспределения стока воды на разветвленных участках русла, произошедших в результате двух последних крупных наводнений.

Результаты и обсуждение. Крупные наводнения осуществляют значительные преобразования русла, что необходимо учитывать при различных видах хозяйственной деятельности. В результате прохождения высоких паводков существенно изменяются морфологические характеристики рек и направленность русловых процессов. Наводнения способствуют активизации перераспределения стока воды между рукавами, изменяют динамику их развития, увеличивают скорость размыва берегов и приводят к формированию крупных аккумулятивных форм рельефа в русле и обширных песчаных шлейфов на пойме.

Самыми проблемными участками рек являются обширные пойменно-русловые разветвления, на которых естественные процессы преобразования русла происходят очень интенсивно. Особой активностью в этом отношении отличаются участки речного русла в окрестностях крупных городов, обусловленная строительством мостов, противопаводковых дамб, переливных плотин. Негативная направленность русловых процессов оказывает влияние на условия хозяйственной деятельности на урбанизированных территориях (Чалов, Рулева, 2001).

Особенно значительным на Амуре было наводнение 2013 г. (Данилов-Данильян, Гельфан, 2014). Во время этого наводнения наиболее существенные изменения в релье-

фе дна речного русла произошли на участках вблизи истоков и устьев второстепенных рукавов реки. Здесь активизировались аккумулятивные процессы, вызвавшие увеличение размеров и быстрое смещение существовавших и вновь образованных кос и побочней (Махинов и др. 2016). Произошло увеличение стока воды и углубление русла в наиболее крупных рукавах реки. В русле реки образовались новые многочисленные осередки и косы. Эти процессы, характерные в целом для Амура, усилились после каждого из наводнений 2013 и 2019 гг, обостряя проблемы безопасности судоходства, водоснабжения, устойчивости берегозащитных сооружений и других хозяйственных объектов в окрестностях городов Хабаровск, Комсомольск-на-Амуре и Амурск.

В районе Хабаровска в начале 2000-х годов был проведен комплекс мероприятий по предотвращению развития проток Пемзенская и Бешеная, спрямляющих основное русло Амура в черте города. В их истоках были построены переливные плотины, а берега закреплены каменной наброской. Однако под воздействием паводков 2013 и 2019 гг. возникла угроза разрушения созданных на этих участках инженерных сооружений.

Тела полузапруд были деформированы во время паводков и их центральные части сместились вниз по течению на десятки метров. В результате, в протоке Пемзенской увеличились глубины, скорости течения и расходы воды, активизировался размыв правого берега ниже полузапруды и произошло частичное разрушение берегозащитной каменной наброски, в результате которого крупные глыбы сползли в воду, образовав значительную выемку.

В целом, создание переливных пло-

тин в окрестностях Хабаровска в протоках Пемзенская и Бешеная является примером эффективного решения проблем восстановления стока в главном русле Амура и защиты берегов от размыва. Однако в настоящее время они находятся под угрозой прорыва при последующих больших наводнениях, которые могут произойти в ближайшие 5-10 лет.

Весьма сложная ситуация сложилась в настоящее время в районе г. Комсомольск-на-Амуре. После строительства моста сток реки стал концентрироваться в главном правом рукаве Амура. Левобережный рукав, ведущий к центральной части города, активно заполняется песчаными наносами, что существенно затрудняет судоходство на этом участке реки. Процесс существенно усилился после наводнения 2013 г., когда в ее истоке образовался обширный осередок, размеры которого существенно увеличились после наводнения 2019 г. Уменьшение стока в этом рукаве способствовало также усилению аккумулятивных процессов в его устьевой части.

Масштабные изменения происходят в пределах пойменного разветвления в районе города Амурск. Развитие правобережной протоки Диппинской и заполнение наносами проток Старый Амур и Падалинская в течение последнего десятилетия затрудняют работу городского водозабора.

Следует отметить, что преобразования русла реки Амур во время наводнений приводят к интенсивному размыву береговых креплений, которые делаются в основном путем отсыпки крупным камнем. Для Амура этот способ неэффективен. Особую обеспокоенность вызывают состояние переливных плотин в истоках проток Пемзенская и Бешеная. Наводнения 2013 и 2019 гг.

их существенно деформировали, кроме того наметилась тенденция к прорыву плотин за счет размыва правого берега в их обход.

Наиболее сложная ситуация с нежелательной направленностью русловых процессов, обусловленных их активизацией во время крупных наводнений сложилась в районе Хабаровска. Возможные последствия негативных тенденций русловых процессов в районе Хабаровска:

1. Уход основного стока Амура от города в протоки Пемзенская и Бешеная.

2. Занесение песком основного городского водозабора, расположенного в русле реки Амур напротив центральной части города.

3. Угроза в перспективе железнодорожному мосту через Амур вследствие развития протоки Пемзенской в результате размыва ее берегов и изменения условий прохождения весеннего ледохода.

4. Осложнение судоходства на участке реки Амур выше Хабаровска вследствие его обмеления и развития проток Пемзенская и Бешеная, способных перехватить основной сток Амура.

Выводы. Таким образом, в русле реки Амур во время наводнений 2013 и 2019 гг. отмечалась высокая активность эрозионно-аккумулятивных процессов, обусловленная прохождением значительного стока воды. Анализ космических материалов и данные экспедиционных работ свидетельствуют о существенном преобразовании морфологических характеристик русел многих основных и второстепенных рукавов реки Амур. Наибольшие изменения в рельефе дна речного русла произошли на участках русла вблизи истоков и устьев второстепенных рукавов реки, а также в окрестностях крупных городов.

Много рукавные участки русел являются сложными с точки зрения современной динамики русловых процессов, что требует ведения постоянного мониторинга эрозионно-аккумулятивных процессов для выявления тенденций русловых деформаций в их пределах. Лишь на основе полученных данных возможно прогнозирование нежелательного проявления процессов и разработка необходимых мероприятий с целью своевременного их предупреждения.

С целью нейтрализации негативных последствий русловых процессов реки Амур в окрестностях крупных населенных пунктов, расположенных на много рукавных участках реки необходимо проведение следующих мероприятий:

1. Восстановить стокорегулирующие функции проток Пемзенская и Бешеная для стабилизации русла реки Амур у Хабаровска путем реконструкции переливных дамб и надежного укрепления берегов капитальными берегозащитными сооружениями.

2. Провести изыскательские работы в русле реки Амур в районе города Комсомольск-на-Амуре и разработать меры по увеличению водности левобережного рукава, ведущего к центральной части города.

3. Исследовать динамику русловых преформирований на много рукавном участке реки в районе города Амурск в связи с заносимостью левобережных рукавов Старый Амур и Падалинская и необходимостью

увеличения в них стока воды.

4. Провести комплексный анализ влияния русловых процессов в нижнем течении реки Амур, характеризующимся высокой активностью русловых деформаций, на водохозяйственные объекты и территорию Хабаровского края.

Литература

Бакланов, П.Я., Воронов, Б.А. Глобальные и региональные риски устойчивого природопользования в бассейне Амура // Известия РАН. Сер. геогр. – 2006. – №3. – С. 17-24.

Гарцман, Б.И. Дождевые наводнения на реках юга Дальнего Востока: методы расчетов, прогнозов, оценок риска – Владивосток: Дальнаука, 2008. – 241 с.

Данилов-Данильян, В.И., Гельфан, А.Н. Экстраординарное наводнение в бассейне реки Амур // Вестник РАН. – 2014. – Т. 84. – №9. – С. 817-825.

Махинов, А.Н., Завадский, А.С., Ким, В.И., Чернов, А.В., Губарева, Е.К. Изменение русла реки Амур после наводнения 2013 года // Известия РГО. – 2016. – Т. 148. – Вып. 3. – С. 46-61.

Чалов, Р.С., Рулева, С.Н. Изменения русел рек и опасные проявления русловых процессов на урбанизированных территориях // География и природные ресурсы. – 2001. – №4. – С. 17-23

ЗАСЫПКА МАЛЫХ РЕК МОСКВЫ: МЕХАНИЗМЫ, ПОСЛЕДСТВИЯ

Неходцев В.А.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
²АО «Издательство «Просвещение»; Москва, Россия, baban.n@mail.ru

Аннотация. В работе дан анализ московской градостроительной практики XIX – XX вв. по засыпке долин рек и малых эрозионных форм, раскрыты механизмы и последствия этого явления. Для территории г. Москвы (в пределах МКАД) показаны изменения отдельных ком-

понентов сложившейся городской среды в связи с уничтожением гидросети. Рассчитано, что объем поверхностного стока возрос на 200%; до 60-90 м³/год с 1 км² территории увеличился объем твердого стока. В границах засыпанных долин и малых эрозионных форм развиваются просадочные, суффозионные и осадочные процессы. Произошла перестройка грунтового стока, реализация которого по засыпанным долинам сопровождается горизонтальным суффозионным выносом и понижением территории на 2-3 мм/год. Интенсификация подтопления (даже на междуречьях) также связана с ослаблением дренирующей способности засыпанных водотоков. Уничтожение гидросети привело к резкому напряжению экологической обстановки, малые реки (включая их подземные части) стали коллекторами загрязняющих веществ. Спустя несколько лет после засыпки рек из-за изменения грунтового стока в Москве активизировались не наблюдавшиеся ранее карстово-суффозионные процессы, приведшие к деформации и разрушению нескольких десятков зданий.

Ключевые слова: геологическая среда, город, городская геоморфология, карст, опасные процессы, подземная река, погребенный рельеф, сток, экология

С 1870-80-х гг. в Москве началось массовое заключение малых рек и ручьев в подземные коллекторы (трубы). Это явление сопровождалось не только созданием искусственных русел — коллекторов, — но и засыпкой речных долин и малых эрозионных форм (в основном оврагов). К настоящему времени на территории города (в пределах МКАД) из имевшихся 130-140 рек и ручьев (не считая мелких оврагов) полностью или частично уцелели лишь около 50 рек, т.е. меньше половины. Водотоки засыпанных долин и малых эрозионных форм в большинстве случаев были перепущены в подземные коллекторы и включены в дренажно-ливневую систему города.

При заключении водотока под землю сначала сооружают коллектор, а затем, после перевода водотока в него, засыпают грунтом долину и коллектор. Параллельно под окрестными улицами сооружается ливнесточная канализация (отвод поверхностного стока), подключаемая к коллектору подземной реки. Заметим, что поступление грунтовых вод в коллектор конструкционно обычно не предусмотрено. Полностью под-

земная река (без сохранившихся наземных участков) представляет собой весьма разветвленную древовидную сеть коллекторов с расширяющимся к устью поперечным сечением. Строго говоря, с точки зрения гидрологии, такое инженерное сооружение уже не является рекой, хотя и сохраняет часть ее природных функций.

Техногенное погребение водотоков в геологическом масштабе мгновенно, а процесс эволюции засыпанных долин как форм флювиального рельефа, соответственно, практически полностью остановлен. Но как геологические образования и инженерные сооружения они продолжают активно функционировать в течение десятков и сотен лет, участвуя в целом комплексе геолого-геоморфологических процессов, влияющих и на современный рельеф, и на экологическую обстановку окрестных территорий. Для районов с плотной застройкой и наличием техногенно-погребенных долин с закрытым «стоком» характерна долговременная интенсификация ряда геолого-геоморфологических и эколого-геохимических процессов, что связано в первую

очередь с увеличением объема грунтовых вод.

Засыпка долин приводит к уничтожению дренирующего каркаса города и существенно меняет многие морфометрические показатели: уменьшаются густота расчленения и средние уклоны территории, идет тенденция к общей потере энергии рельефа. Система подземных речек и ливнеотводов становится новым дренирующим каркасом города, по которому осуществляется отведение с водонепроницаемых поверхностей (асфальтовое покрытие, плитка, бетон, крыши зданий и т.д.). В структуре среднегодового стока Москва-реки (на выходе из города) около 60% составляет вода из Волги, 20% — из ливнеотточной сети и только 20% — собственно естественных расходов реки (Козлова, 1983). Невозможность фильтрации и накопления атмосферной влаги в почве на урбанизированных территориях дополнительно смещает расходную часть водного баланса бассейнов в пользу поверхностного стока.

Общая протяженность водосточной сети Москвы в 2008 г. составляла 6200 км, а ее густота в пределах МКАД, таким образом, — 6,9 км/км². Общий годовой объем поверхностного стока, отводящегося через ливнеотточную сеть с городских территорий (внутри МКАД — 900 км²), регистрируется на уровне 380-410 млн м³/год (Доклад о состоянии..., 2008). Для сравнения, годовой сток Москва-реки на входе в город составляет чуть более 1600 млн м³/год (из них переброска волжской воды через Вазузскую гидротехническую систему дает 500-530 млн м³/год) при площади водосбора более 7000 км². Следовательно, в речной сток с единицы территории внутри МКАД

вовлекается на 280% больше воды, чем на окрестных менее застроенных землях. Следует оговориться, что треть этого прироста дают техногенные сбросы, протечки из водопроводных систем и частичный вклад обводнения Яузы через ее притоки волжской водой. Поэтому реальный прирост слоя стока за счет уничтожения гидросети Москвы нами оценивается в 190-210% (в 2010-х гг. водонепроницаемые поверхности составляли ровно 50% территории города внутри МКАД).

Влияние урбанизации на общий сток речных бассейнов оценивалось разными способами и для различных территорий умеренного климатического пояса рядом авторов (Коронкевич, Мельник, 2015; Arnold, Gibbons, 1996; Paul, Meyer, 2001), которые показали аналогичные результаты, что предварительно можно считать закономерностью.

Активное строительство, особенности городского микроклимата (в первую очередь — интенсификация золотого транзита), распространение незакрепленных рыхлых грунтов приводит к взрывному вовлечению грунта в поверхностный сток. Несмотря на общее выполаживание территории при засыпке долин и оврагов, растет объем жидкого и твердого стока в главные городские водные артерии — реки Москву и Яузу. Ранее было подсчитано, что в Москве с 1 км² застроенной территории за год через ливнеотточную сеть транспортируется порядка 60-90 м³ смытого с улиц материала (Болысов, Неходцев, Харченко, 2017). Сопоставимые данные приводят Росводресурсы (для территории внутри МКАД): в 2010 г. — 193 тыс. т; в 2011 г. — 179 тыс. т; в 2012 г. — 225 тыс. т (Доклад «О состоянии...», 2015). Такое ко-

лоссальное поступление наносов через подземную гидросеть способствует активному заилению русел рек. Например, в Яузе в створе водовыпусков подземных рек Хапиловки и Рыбинки глубины, измеренные автором, составили всего 40-50 см, выше по течению — около 2 м.

Засыпка малых эрозионных форм и долин приводит к общему увеличению мощности техногенных отложений. Если на междуречьях их экстенсивный прирост происходит за счет формирования культурного слоя (фоновые мощности в центральной части Москвы составляют 2-4 м, исключая склоны, эрозионные формы и засыпанные карьеры), то в пределах эрозионных форм — крайне интенсивно (Геоморфология..., 2017; Котлов, 1962). В течение 1-2 лет, необходимых для заключения водотока в коллектор, мощность техногенных грунтов возрастает до 8-12 м.

После засыпки долины начинается процесс уплотнения техногенных грунтов, длящийся несколько десятилетий. Его интенсивность в первые годы максимальна, а просадки крайне неравномерны из-за неоднородности грунтов. Осадки сооружений на техногенных грунтах могут достигать по существу катастрофических величин — 20-30 см и более при скорости оседания до 2-3 см/год (а в первые годы, видимо, — до 10 см/год) (Москва. Геология и город, 1997, с. 260). Благодаря структурной неоднородности техногенных грунтов в пределах засыпанных долин и оврагов развивается суффозия, проявляющаяся на поверхности локальными просадками, обычно тяготеющими к контурам инженерных сооружений и зданий.

После массовой засыпки речных долин

и овражно-балочной сети произошла кардинальная перестройка подземного стока; медленный сток грунтовых вод продолжается по технопогребенным долинам «по старой памяти». Напомним, стоки, текущие в коллекторах, в штатном режиме не имеют связи с грунтовыми водами. С середины XIX в. общая протяженность эрозионной сети Москвы в пределах МКАД сократилась примерно с 570 км до 430 км, или на 25%. Соответственно среднее расстояние между эрозионными формами на территории увеличилось с 1,6 до 2,1 км (в центральных частях города — до 3-4 км). Однако, протяженность эрозионных форм с постоянными водотоками (в ненарушенных условиях) была несколько меньше — около 450 км; из них было погребено примерно 150 км, или 33% (Москва. Геология и город, 1997, с. 165-166).

Грунтовый сток технопогребенных долин формируется за счет протечек из водонесущих коммуникаций (видимо, основная статья прихода), поступления технических вод, используемых для полива зеленых насаждений, и фильтрации атмосферных осадков (включая таяние сугробов). Подсчитано (Москва. Геология и город, 1997, с. 156), что слой инфильтрационного питания для территории Московской области (без Москвы) составляет в среднем менее 100 мм/год, тогда как для территории города внутри МКАД — 200 мм/год.

Изменение в структуре подземного стока и вызванное им поднятие уровня грунтовых вод приводит, во-первых, к развитию подтопления, поражающего даже междуречья (подтопленными считаются территории, где первый от поверхности водоносный горизонт находится на глуби-

не менее 3 м). В настоящее время подтоплено порядка 30-40% территории Москвы (Кофф и др., 1997). Во-вторых, утечки из водонесущих коммуникаций (водопровод, канализация, теплотрассы) усложняют общий водообмен и становятся причиной ряда физико-химических процессов. Загрязненные воды, попадая в грунт, оказывают отепляющее воздействие, вызывают окислительно-восстановительные реакции, коррозию и т. д. Основная часть водонесущих коммуникаций (ливнесточная сеть и бытовая канализация) как раз прокладывается вдоль тальвегов засыпанных рек для создания самотечных условий. В-третьих, насыщение тела погребенной долины движущимися грунтовыми водами неизбежно приводит к поддержанию процессов оседания грунта и локальным суффозионным явлениям даже спустя 100-150 лет после засыпки. Вклад этого процесса в оседание дневной поверхности нами оценен в 2-3 мм/год для долины реки Неглинная (Цветной бульвар, Трубная улица).

Уничтожение гидросети в Москве на фоне вызванной эксплуатацией водоносных горизонтов смены гидрогеологической обстановки привело к развитию карстово-суффозонных процессов. В 1962 г. Ф.В. Котлов писал: «...карст в условиях Москвы нельзя считать угрожающим физико-геологическим явлением, каким он является в активных карстовых областях» (Котлов, 1962, с. 121), «оживление карста не представляет непосредственной угрозы городу, целостности и устойчивости его сооружений» (Котлов, 1962, с. 127). В первой половине 1960-х гг. на западе Москвы были засыпаны ручьи Студенец, Ермаковский и Слободской, Соболев овраг, река Та-

ракановка с притоком Ходынской. Таким образом, территория между Ленинградским проспектом, Москва-рекой, современными ст. м. «Щукинская» и Третьим транспортным кольцом лишилась естественного дренажа грунтовых вод (уничтожено более 20 км гидросети). Начатая еще раньше эксплуатация каменноугольных водоносных горизонтов привела к снижению их пьезометрического уровня и создала условия для нисходящей фильтрации надкаменноугольных вод (раньше напор собственно каменноугольных вод препятствовал этому).

При преобладании нисходящих токов (при активной откачке подземных вод) загрязненные воды вовлекают в движение тонкодисперсную составляющую грунтов и способны растворять известняки и мергели. Развивается единый карстово-суффозионный процесс, проявляющийся в образовании воронок на поверхности, многие из которых приводят к разрушению зданий. С середины 1960-х гг. на этой территории, по данным Е.А. Иксановой, произошло более 50 значительных карстовых провалов, разрушивших порядка 25 жилых домов (Иксанова, 2005). Кроме того, автором подсчитано (по: Геологический..., 2010), что разной степени деформации к настоящему времени подвержено еще более 60 домов (по состоянию на 2010 г.).

С функционированием заключенных в коллекторы водотоков связан комплекс процессов специфичного подземного морфолитогеоза. Подземные водотоки совершают во многом ту же работу, что и в природном русле — накапливают наносы, размывают свое русло (коллектор). Однако, в отличие от природного русла, коллектор — русло замкнутое, поэтому в подземных реках наблю-

дается напорное течение. При нарушенной гидроизоляции труб вода под давлением вымывает полости в грунтах с дальнейшим обрушением коллектора и деформациями дневной поверхности (Неходцев, 2012).

Отметим и некоторые экологические последствия рассматриваемого явления, в меньшей степени относящиеся к геоморфологии: заболачивание почв и смена в ней окислительно-восстановительной обстановки; изменение разнообразия и количества (биомасса) почвенной флоры и фауны; снижение аэрации корнеобитаемого слоя; увеличение влажности приземного слоя воздуха; малые реки (особенно их подземные части) становятся коллекторами загрязняющих веществ.

Литература

Болысов, С.И., Неходцев, В.А., Харченко, С.В. Подземный рельеф Москвы // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2017. – №2. – С. 59-73.

Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10 000. М.: ГУП Мосгоргеотрест, 2010.

Геоморфология городских территорий: конструктивные идеи / Под ред. Э.А. Лихачевой. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2017. – 176 с.

Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2008 году. URL: [https://www.mos.ru/upload/documents/oiv/2008_\(51\).pdf](https://www.mos.ru/upload/documents/oiv/2008_(51).pdf) (дата обращения: 06.07. 2018).

Доклад “О состоянии окружающей среды в городе Москве в 2014 году” / Под ред. А.О. Кульбачевского – М.: ДПиООС; НИА-Природа, 2015. – 384 с.

Иксанова, Е.А. Вклад докайнозойского карбонатного карста в развитие современ-

ных просадочных процессов в г. Москве. Дисс. ... канд. геогр. наук. М., 2005. – 155 с.

Козлова, Н.М. Особенности формирования состава воды реки Москвы в нижнем течении и перспективы улучшения качества воды / Гидрологические исследования и водное хозяйство в бассейне р. Москвы. – М., 1983. – С. 27-70.

Коронкевич, Н.И., Мельник, К.С. Трансформация стока под влиянием ландшафтных изменений в бассейне реки Москвы и на территории города Москвы // Водные ресурсы. – 2015. – Т. 42. №2. – С. 159-169.

Котлов, Ф.В. Изменение природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 263 с.

Кофф, Г.Л., Петренко, С.И., Лихачева, Э.А., Котлов, В.Ф. Очерки по геоэкологии и инженерной геологии Московского столичного региона / под ред. Н.А. Богданова, А.И. Шеко. – М.: РЭФИА, 1997. – 185 с.

Москва. Геология и город/ под ред. В.И. Осипова и О.П. Медведева. – РАН, Институт геоэкологии; Мосгоргеотрест. – М.: Московские учебники и Картолитогрфия, 1997. – 398 с.

Неходцев, В.А. Эрозионно-русловые процессы и субрельеф подземных (коллекторных) водотоков // Спелеология и спелестология. – 2012. – №3. – С. 231–236.

Arnold, C.L., Gibbons, C.J. Impervious surface coverage: the emergence of a key environmental indicator – Am. Planners Assoc, 1996. – P. 243-258.

Paul, M.J., Meyer, J.L. Streams in the Urban Landscape // Annual Review of Ecology and Systematics. – 2001. – Vol. 32. – P. 333-365.

ФОРМИРОВАНИЕ АНТРОПОГЕННОГО РЕЛЬЕФА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Романенко Ф.А., Луговой Н.Н.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
faromanenko@mail.ru

Аннотация. На основании многолетних полевых работ и архивных изысканий выделены основные исторические этапы формирования антропогенного рельефа на Кольском полуострове и в прилегающих районах Скандинавии и Северной Карелии. Первые его очаги возникли в Чупинском горном районе и на побережье Белого моря в XV — середине XVIII вв. Приведено множество примеров появления разных типов нагрузок на естественный рельеф в разные исторические эпохи. Почти 500 лет освоения человеком Кольского полуострова и прилегающих районов привели к появлению здесь очень разнообразного и обширного комплекса антропогенного рельефа, созданного многими отраслями экономики. К этому привело сочетание целого ряда как природных (географическое положение, ландшафтное разнообразие, богатство недр), так и политико-экономических факторов. Аналогичного сочетания факторов в пределах Российской Арктики больше нет. Поэтому антропогенный рельеф Кольского полуострова — не только полигон для выявления и мониторинга антропогенных изменений природной среды, но и самостоятельный объект, значительно расширяющий учебные и туристические возможности региона.

Ключевые слова: антропогенный рельеф, горная промышленность, экзогенные процессы

Введение. Кольский полуостров и Северная Карелия — давно освоенные промышленностью регионы Севера. Её появлению в этих местах способствовали близость к центральной Европе (военно-стратегическое положение), разнообразные залежи полезных ископаемых, значительные лесные и водные ресурсы. Всё перечисленное обусловило здесь появление едва ли не самого разнообразного в АЗРФ антропогенного рельефа. Поэтому цель нашего исследования — выявление основных изменений типов и интенсивности его появления на разных исторических этапах.

Материалы и методы. Обобщаются результаты многолетних (1991-2020) полевых работ в разных районах Мурманской области и Северной Карелии — полевое геоморфологическое картографирование,

профилирование, маршрутные пешие, автомобильные и корабельные обследования, картографирование с помощью БПЛА. Работы дополнялись архивными исследованиями в Российском государственном архиве экономики (РГАЭ, г. Москва) и Государственном архиве Мурманской области (ГАМО, г. Мурманск).

Результаты и обсуждение. Окрестности поселка Чула в Лоухском районе Карелии — первая приарктическая территория массовой добычи полезных ископаемых (слюда, кварц — полевошпатовые пегматиты). Она велась здесь с конца XV в. до начала XVIII в., остановилась в ходе петровской ломки хозяйственного уклада и затем возобновилась в начале 1920-х гг. усилиями инженера К.Л. Островецкого (1889-1938) и профессора П.А. Борисова (1878-1963). До-

быча прекратилась в 2003-2004 гг., разнообразный антропогенный рельеф Чупинского горного района — карьеры, отвалы, обогащательные фабрики, дороги и т.п. в настоящее время интенсивно зарастает лесом, строения разрушаются.

Вскоре после появления Чупинских разработок через Кольский п-ов пролегал первый конно-пеший тракт Кандалакша-Кола. Весной на побережье Баренцева моря двигались сотни промышленников («покрученников»), нанятых на рыбную ловлю. В XVII в. там уже располагались десятки рыболовных становищ, превратившихся к началу XX в. в крупные населенные пункты Териберка, Гаврилово, Дальние Зеленцы, Рында, Харловка и т.д. К концу XIX в. был проложен конно-почтовый тракт, на болотистых участках — гати для телег.

В XV-XVI вв. Соловецкий монастырь организовал в береговых поселениях Северной Карелии и Кольского п-ова сеть соляных варниц, где изготавливали соль «морянку». По данным Мурманского краеведческого музея, в XVII в. на Кольском п-ове действовало около 20 варниц, добывавших до 60 000 пудов соли в год. Как писал в 1856 г. С.В. Максимов, на изготовление одного её пуда (16 кг) требовалась кубическая сажень (9,71 м³) дров. Их брали поблизости от поселений, здесь же пасся скот и рубили лес для строительства, поэтому неудивительно, что на Терском берегу появились песчаные пустыни площадью тысячи га. Самые известные из них — у сёл Кузомень и Чаваньга. После штормов жителям приходится откапывать огороды и улицы от песка. Ветры раздувают кладбища, обнажая останки.

В середине XVIII в. на о. Медвежье в Кандалакшском заливе Фёдор Прядунов (первый отечественный нефтедобытчик) основал золотосеребряный рудник, отвалы и

шахты которого сохранились.

В последние десятилетия XIX в. возникли лесозаводы (в том числе три только в Ковде), лесная промышленность на короткое время стала главной отраслью экономики Кольского Севера. Лесозаводы прекратили существование в 1990-х гг., но следы их деятельности прекрасно видны. Террасы сложены толщами опилок, берега завалены бревнами, изменившими литодинамический режим.

При строительстве в 1914-16 гг. Мурманской ж/д появился целый комплекс антропогенных форм — насыпей, выемок и полувыемок, мостов, карьеров, дамб, разного рода жилых и производственных зданий. Началось обустройство береговой зоны в конечной точке ж/д — в порту г. Романов-на-Мурмане. До этого с 1899 г. небольшие портовые сооружения были только в г. Александровске (ныне Полярном). Железная дорога стала катализатором для развития промышленности Кольского Севера, активно стимулируя поиски полезных ископаемых, в частности, экспедиции А.Е. Ферсмана.

Геологическими разведками 1920-30-х гг. в Хибинских горах, в Мончетундре, Енском районе были обнаружены крупные месторождения разных полезных ископаемых. Хибинские апатито-нефелиновые и мончегорские медно-никелевые руды, енские слюдяные пегматиты, титаносодержащие пироксениты Африканды — все они стали объектом разработки как открытым, так и подземным способом. Незадолго до войны началось обустройство Оленегорского и Ковдорского железорудных, Ловозерского редкоземельного месторождений. Практически на всех горных предприятиях того времени использовался труд заключенных, рядом с рудниками и фабриками возникали круп-

ные исправительно-трудовые лагеря (ИТЛ). С началом войны их ликвидировали, возобновив в 1944-53 гг.

Первое время пытались разрабатывать все залежи полезных ископаемых. Так, в Хибинах начали пробную добычу ловчоррита (для извлечения радия и тория), молибдена, пирротина, вскоре прекращенные из-за небольших размеров рудопроявлений, низких содержаний полезных компонентов или после разрушения лавинами. Следы такой добычи — отвалы, промплощадки, системы штолен и шурфов, развалины барачных, плотин, электростанций сохраняются, хотя и существенно разрушились.

В 1935 г. интенсивное строительство началось в Мурманске, Североморске, Западной Лице в связи с основанием Северного флота, в Кандалакшском порту. Для снабжения энергией строящихся объектов на р. Ниве выше Кандалакши построили каскад Нивских ГЭС. Строительство требовало стройматериалов, и повсеместно возникали карьеры песчано-гравийной смеси (ПГС) и строительного камня. Все эти объекты соединялись автомобильными, многие — железными дорогами.

Война прервала развитие промышленности, работы либо временно прекратились, либо значительно уменьшились. В 1939-44 гг. на полуостровах Рыбачьем и Среднем, к западу от основания полуострова появился гигантский комплекс беллигеративных форм рельефа — окопы, блиндажи, орудийные дворники, линии колючей проволоки, ходы сообщения и др. Многие участки «перепаханы» снарядами и бомбами. Строительство батарей, окопов, рядов колючей проволоки продолжилось до начала 1950-х годов.

После войны ко всем перечисленным объектам добавились новые — всту-

пили в строй комбинаты «Печенганикель» (1946) с рудниками «Каула» и «Каммикиви», Заполярный ГОК (1950), рудники Восток, Аллареченский и др. В 1948 г. открыт Оленегорский, в 1951 — Ловозерский, в 1953 — Ковдорский ГОКи. Возникли новые города и поселки — Ревда, Приречный, Заполярный, Ковдор и др. Расширились Мончегорский комбинат, комбинат «Апатит», разведка и добыча пегматитового и слюдяного сырья в Ене, Риколатве.

Холодная война привела к появлению множества гарнизонов на побережье, — в Гремехе, Порчнице, на о. Кильдин, п-овах Среднем и Рыбачьем, западнее Мурманска, во внутренних областях (Пинозеро, Лупче-Савино, Африканда, Спутник и мн.др.). Все они соединялись дорогами. Крупные железнодорожные стройки — Ручьи Карельские — Алаккурти (1940/1946), Пинозеро-Ковдор (1956), Титан-Ревда (1967), Мурманск-Никель (1968). В настоящее время они работают только для перевозки грузов, линия на Ревду разобрана. Сохранились высокие бетонные мосты и насыпь со шпалами.

В августе 1951 г. Совет Министров СССР принял решение о строительстве железной дороги Апатиты-Титан-Поной с ответвлением до Иоканги и пос. Лесного (п. Умба). Рабочее движение должно было открыться в 1954 г. На пустом месте возникло строительство № 509 (начальник — инженер-майор, потом подполковник И.Г. Мельник). Существовало оно недолго, но успело освоить полосу на участке от станции Титан до 137 км и приступило к освоению района Иоканги. Велись масштабные земляные работы, объемные рубки леса, к 1 января 1953 г. уложено почти 40 км рельсов главного пути, до 100 км (от Мурманской ж/д) проложена круглогодичная

автодорога. К маю-июню 1953 г. строительство (пять лагерных отделений, 15 военно-строительных батальонов) мгновенно свернуто. Развалины заросли лесом и кустарником, автодорога до 100 км проезжая для ГАЗ-66, в т.ч. по гатям на болотных участках. На реках стоят монументальные бетонные мостовые опоры.

В 1963-76 гг. Кольский п-ов пересекла автомобильная дорога М-18 Ленинград-Мурманск. Сотни выемок и полувыемок в скалах, миллионы кубометров насыпей и дамб, десятки мостов и водопропускных труб, гигантские объёмы перемещенного грунта при пересечении болотных массивов (например, в Кемском районе), сотни карьеров ПГС и щебня. А также необходимая придорожная инфраструктура, строительство которой также потребовало планирования рельефа и укладки грунта. В настоящее время дорога Р-21 «Санкт-Петербург-Мурманск-граница с Норвегией» — главная транспортная артерия региона.

В 1930-70-х гг. интенсивно строили ГЭС, полностью меняя рельеф долин крупных рек. Первыми стали Нивский (три станции, 1934-1952) и Туломский (две станции, 1937-1964) каскады. В 1950-1970 гг. финской и норвежской фирмами построен Пазский каскад из пяти станций. Три ГЭС появились на р. Ковде (1955-1962), две — на р. Вороньей (Серебрянский каскад, 1970-72). Наконец, уже в конце 1980-х завершилось строительство двух ГЭС на р. Терриберке (1984-1987). Приливная энергия использовалась Кислогубской ПЭС, построенной в 1968 г. и реконструированной в 2004-2006 гг. На западном берегу Кольского залива сохранился специальный ковш, где её строили.

В 1960-80-е гг. интенсивность появления новых объектов упала, но значительно

расширялись и «углублялись» существующие. В Хибинах в 1962 г. началось строительство одного из крупнейших в Европе Центрального рудника и подъездного «серпантина» к нему. В середине 1970-х освоение захватило восточную часть горного массива (Восточный рудник). В 1967 г. в п. Неблогорском под Кандалакшей начали добывать едва ли не лучший в стране мусковит. В районе Чупы, кроме наземных выработок, стали появляться шахты.

Росло число военных поселков. В 1963 г. в цирке Подъемном в Хибинах расположились радиоцентр и склад торпед Северного флота. В начале 1970-х близ устья р. Поной («Искра») и в п. Протоки («Канва») появились антенны станций системы тропосферной связи «Горизонт». Планирование площадок и установка огромных антенн потребовала заметного воздействия на рельеф. Антенны «Искры» видны с моря до сих пор. Площадь антропогенного рельефа расширялась до конца 1980-х гг.

В 1990-х-2000-х гг. значительная часть предприятий закрылась: Риколатва, Ена, Неблогорский, Слюда и другие поселки стали в лучшем случае дачными, в худшем — разрушились, зарастают лесом. Превратилась в скопления рельефоидов значительная часть воинских поселков. Только на Рыбачьем и Среднем насчитывается 14 мёртвых поселений. Асфальтовые полосы бывших военных аэродромов к юго-востоку от Хибин (каждая длиной более двух километров), строительство которых потребовало планирования рельефа, используются рыбаками и охотниками. В районе устья Поной целое скопление руин — «Искра», развалины села Поной, флотского поселка, поселка Корабельное, бывшие артиллерийские позиции, поселок ПВО, аэродром, построенный во время войны, и мн. др. К их числу теперь

относится и Терско-Орловский маяк с метеостанцией, существовавший более 150 лет и закрытый совсем недавно. Многие объекты с 1990 по 2020 гг. из действующих превратились в часть естественного рельефа, и лишь особенности рельефа, отложений, растительности выдают их антропогенное происхождение.

В последние 15 лет антропогенный рельеф снова усложнился — заработал рудник «Олений Ручей» Северо-Западной фосфорной компании в Восточных Хибинах, для строительства которого на площади в сотни гектаров был полностью уничтожен (спланирован и засыпан) естественный холмисто-западинный ландшафт. Для вывоза концентрата параллельно имевшейся ж/д ветке с Восточного рудника была построена новая, на более высокой насыпи. Хребет Юкспорр пробит новым тоннелем, строительство которого ускорило катастрофическое расседание и обрушение вершинного плато. Рвы обрушения вплотную подошли к развалинам метеостанции, построенной в середине 1930-х гг. К северу от Териберки в скалах пробита широкая (до 50 м) выемка глубиной до 20 м — прокладывали дорогу к площадке запланированного строительства газосжижающего завода, куда должен был приходиться газ со Штокмановского месторождения. Но его освоение законсервировано, а циклопическая дорога осталась. Как и трасса газопровода, который должен был пересекать Мурманскую область с севера на юг. Обширные работы по его прокладке велись несколько лет, но также остановились. Следы его — канавы, отвалы, карьеры и пр.

Выводы. На Кольском п-ове, прилегающих участках Скандинавии и Карелии выделяется ряд исторических этапов формирования антропогенного рельефа:

- XV–середина XVIII вв. — появление

отвалов, шахт на небольших участках, прокладка дорог, активизация экзогенных процессов (эрозия, дефляция);

- середина XVIII–XIX вв. — локальные очаги небольших по объёму горных работ вблизи поселений, обустройство поселков (в том числе маяков) на побережьях Белого и Баренцева морей с локальной планировкой рельефа, в том числе в береговой зоне;

- начало XX в.–1916 — появление отвалов из отходов лесопромышленности в северо-западном Беломорье, строительство Мурманской ж/д — прокладка насыпей, выемок, массовое образование карьеров стройматериалов в узкой полосе вдоль трассы;

- 1917–1939 — появление крупных очагов комплексного воздействия на рельеф горной промышленности, обустройства предприятий, военных баз, портов, электростанций, прокладка дорог, главным образом в центральных районах полуострова, на побережье Баренцева моря и в куту Кандалакшского залива, интенсивный рост площади и разнообразия антропогенного рельефа в окрестностях Кандалакши, Кировска-Мончегорска, Мурманска;

- 1939–1945 — появление обширных ареалов беллигеративного рельефа на Мурманском, Кандалакшском направлениях, полуостровах Рыбачьем и Среднем;

- 1946–1950 — расширение площадей антропогенного рельефа в западных, северных и центральных районах п-ова и прилегающих к ним при расширении освоения ресурсной базы как «вширь», так и «вглубь» (новые подземные сооружения), появлении новых крупных предприятий и поселений, прокладке дорог, «холодной» войне;

- 1960–80-е — рост нагрузки на естественный рельеф при расширении и «углублении» типов и ареалов антропогенного рельефа, появлении трассы М-18;

- 1990-2000-е — на обширных площадях антропогенный рельеф стал разрушаться, осваиваясь естественной средой и вращая в неё из-за резкого сокращения числа действующих предприятий на фоне резкого падения населения и экономической активности, быстрой демилитаризации региона;

- 2010–настоящее время — продолжается преобразование большей части брошенных в 1980-2000-е гг. объектов, где только рельеф и рудеральная растительность выдают техногенное происхождение тех или иных площадок; появление новых обширных ареалов антропогенного рельефа, связанных с началом реализации крупных инвестиционных проектов, частично впоследствии затормозившиеся.

Почти 500 лет освоения человеком Кольского полуострова и прилегающих районов привели к появлению здесь очень разнообразного и обширного комплекса антропогенного рельефа, созданного мно-

гими отраслями экономики. К этому привело сочетание целого ряда природных (географическое положение, ландшафтное разнообразие, богатство недр) и политико-экономических факторов, аналогов которому в Российской Арктике больше нет. Поэтому антропогенный рельеф Кольского полуострова — не только полигон для выявления и мониторинга антропогенных изменений природной среды, но и самостоятельный объект, значительно расширяющий учебные и туристические возможности региона. Многие фрагменты антропогенного рельефа нуждаются в дополнительном изучении и придании им охраняемого статуса памятников истории, науки и техники.

Работы выполнены по теме госзадания № АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»; при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60200.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ

Рыбалко А.Е.^{1,2,3}, Захаров М.С.¹, Щербаков В.А.¹, Локтев А.С.^{1,3},
Иванова В.В.¹, Беляев П.Ю.^{1,4}

¹ФГБУ «ВНИИ Океангеология», Санкт-Петербург, Россия, alek-rybalko@yandex.ru

²Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, a.rybalko@spbu.ru,
zhmike@mail.ru

³ЦМИ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, andrei.loktev@gmail.com

⁴ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, borat78@yandex.com

Аннотация. В статье рассматриваются основные аспекты использования геоморфологических данных для инженерно-геологического районирования арктического шельфа России. В настоящее время для всех шельфовых морей, в том числе и арктических, в достаточном количестве имеются только данные о морфологии донного рельефа. Это и делает геоморфологический метод удобным и практически единственным способом оценки инженерно-геологических свойств донных отложений. Если при выделении инженерно-геоло-

гических регионов (Западного и Восточного) учитывается множество факторов, в том числе и геоморфологических, то главным принципом выделения инженерно-геологических областей является анализ геоморфологических данных. В докладе рассмотрены региональные и локальные геоморфологические критерии, рассмотрена их корреляция с конкретными инженерно-геологическими областями. Показано, что одним из главных аспектов определения физико-механических свойств донных отложений является принадлежность их к типам денудационного и аккумулятивного рельефов, так как направленность процессов рельефа приводит к накоплению верхнего горизонта неустойчивых осадков (аккумулятивный тип развития), либо к выходу на поверхность дна подстилающих четвертичных обнажений, вплоть до коренных, которые характеризуются повышенными значениями плотности и сниженными — влажности. Делается вывод, что рельеф морского дна, являясь интеграционным образованием с участием различных эндогенных и экзогенных факторов, позволяет получать информацию о неотектонических, литодинамических процессах, а также косвенно отражать вещественный состав отложений, слагающих отдельные формы донного рельефа, а также делать общие палеогеографические реконструкции.

Ключевые слова: Инженерная геология, шельф, карта, физико-механические свойства донных отложений, рельеф, геоморфологические методы, эхолотирование, геоморфологические особенности, опасные геологические процессы, сейсмоакустическое профилирование, шельф

В настоящее время на Арктическом шельфе России широко развернуты инженерно-геологические исследования, связанные как с развитием нефтегазовой отрасли, так и с планами обустройства Северного морского пути. На предварительных этапах инженерных изысканий существенную роль играет типизация инженерно-геологических условий и связанное с этим составление карт инженерно-геологического районирования в обзорных масштабах (1:1 000 000 и мельче). Для решения указанной задачи в условиях все еще недостаточного объема бурения и тяжелого пробоотбора следует в полной мере использовать такую методику регионального анализа, в которой ведущую роль играет геоморфологический фактор, тем более, что в распоряжении исследователя, как правило, есть батиметрические данные на всю площадь шельфа, а геоморфология морского дна всегда содержит в себе в

свернутом виде информацию по геодинамике морского дна, в том числе по неотектоническому этапу развития, по неотектонике и особенностям строения верхней части разреза четвертичных отложений. Кроме того, донный рельеф очень тесно связан с пространственным распределением различных типов донных осадков и донного бентоса и в целом определяет картину формирования подводных ландшафтов. Все сказанное выше позволяет наиболее полно развернуть инженерно-геологическую характеристику донных отложений, особенно в верхней части разреза, и выделять типы инженерно-геологической обстановки, определяя задачи и методику дальнейших исследований и изысканий для различных видов строительства и производства инженерных работ на морском дне.

Именно эти обстоятельства были использованы при создании Инженерно-ге-

ологической карты арктического шельфа России масштаба 1:5 000 000, которая была подготовлена во ВНИИОкеангеологии в 2018 году большим авторским коллективом, в котором удачно сочетались разнообразные направления геологической науки и практики (Рыбалко и др., 2019).

В настоящем сообщении обсуждается проблема инженерно-геологического районирования и роль геоморфологического фактора, который использовался при рассмотрении формирования и типизации инженерно-геологических условий шельфа, образующего арктический фасад России и самый широкий шельф Мира.

Начало систематическому освещению инженерно-геологических условий арктического шельфа было положено работами Я.В. Неизвестнова и развито его учениками (Неизвестнов, 1982, Козлов, 2004, Неизвестнов и др., 1990).

Этими работами были заложены методологические основы регионального инженерно-геологического анализа и картографирования арктического шельфа. В указанных работах было чётко определено место обзорных инженерно-геологических карт, которые могут успешно использоваться для:

1. разработки долгосрочных планов устойчивого развития арктических территорий, основанных на комплексном использовании природных ресурсов и на обобщении накопленного опыта проектирования, строительства и эксплуатации различных хозяйственных объектов на шельфе;

2. предварительной инженерно-геологической характеристики и оценки перспективных участков поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, в том числе углеводородов, россыпей и строительных песков;

3. планирования задач мониторинга природной среды, рационального использования и охраны геологической среды и постановки задач в этой области на наиболее важных участках шельфа.

Общеизвестно, что важным аспектом регионального инженерно-геологического анализа является проведение предварительного инженерно-геологического районирования территорий, включая и дно акваторий. Оно позволяет оценить и типизировать всё разнообразие инженерно-геологических условий различных территорий, что имеет наиважнейшее значение при выборе вариантов размещения и оценке возможностей проектирования и строительства различных инженерных объектов. В конкретном случае проведение такого районирования дна арктического шельфа РФ позволяет целенаправленно планировать направление поисково-разведочных работ на нефть и газ, оценивать геологические опасности, прогнозировать изменение геологической среды под воздействием различных видов строительства и производства инженерных работ.

В целом, при инженерно-геологическом районировании шельфа может использоваться традиционный метод трёхступенчатого районирования с выделением регионов, областей и районов. При этом, для выделения регионов следует использовать структурно-тектонические признаки, которые достаточно хорошо изучены и систематизированы для различных морей арктической окраины России (Геоэкология..., 2001), областей — геоморфологические, районов — классификационные характеристики пород поверхностных отложений.

При современном уровне изученности Арктического шельфа России можно с уве-

ренностью утверждать, что наиболее достоверные и сравнимые сведения мы имеем по рельефу дна, которые были получены в результате практически полного покрытия морского дна в пределах шельфовых областей гидрографическими съемками разного времени. Поэтому при инженерно-геологическом районировании шельфа арктических морей для выделения регионов использовались как структурно-тектонические особенности, так и рельеф. Выделяются два принципиально различающихся региона — Западно-Арктический и Восточно-Арктический шельфы. Первый отличается большей расчлененностью, относительной более значительной погруженностью (бровка континентального шельфа располагается на глубинах более 300 м, достигая в желобах отметок — 700 м). Во многом этот регион сформировался под влиянием процессов континентального оледенения (Геоэкология..., 2001). Второй — это относительно мелководный шельф, с выровненным характером донной поверхности, где максимальные уклоны не превышают долей градуса. Здесь практически не было покровного оледенения и главным фактором формирования рыхлых (четвертичных) отложений являлись трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря.

При выделении инженерно-геологических областей (ИГО) во главу угла ставились генерализированные особенности строения морского дна. Так, в первом ИГР в качестве областей была принята западная и восточная часть этого региона. Первая (Баренцевская ИГО), относится к классическим гляциальным шельфам с его расчлененным рельефом и значительными глубинами, которые связаны, вероятно, с недостаточной амплитудой (недоком-

пенсированностью) гляциоизостатического поднятия (Матишов, 1984, Геоэкология..., 2001). Главными геоморфологическими признаками при этом являются наличие крупных желобов, развитие пояса краевых ледниковых образований, а из более мелких геоморфологических признаков — различные типы ребристых морен, следы айсбергового выпаживания, подледниковые долины стока и пр.

Вторая (Карская) ИГО расположена восточнее Новой Земли, значительная часть ее относится к затопленной части Западно-Сибирской плиты и только самая восточная — расположена в пределах орогенных областей Таймыра и Северной Земли. Эта область сочетает в себе как черты гляциального шельфа, особенно в западной части, так и типичных шельфовых равнин, расположенных на плитном чехле, рельеф которых формировался под воздействием трансгрессивно-регрессивных циклов. Это практически плоская равнина с незначительным расчленением, с полным отсутствием моренных гряд на большей части морского дна. В то же время, вследствие осушения большей части Карского шельфа в период последней ледниковой регрессии на его поверхности возникла сложная сеть реликтовой речной сети в виде многочисленных погребенных и открытых речных долин.

К мелким геоморфологическим признакам можно отнести многочисленные борозды выпаживания в южной части моря. Условия осадконакопления, в том числе, достаточно долго существующий покров зимних льдов, привели к залеганию здесь мощного покрова (до 10 м и более) слабо литифицированных и водонасыщенных грунтов, значительная мощность которого существенно затрудняет установку опор бу-

ровых платформ.

Разделение Восточно-Арктического ИГР на инженерно-геологические области по геоморфологическим особенностям затруднено, так как большая часть этого шельфа представляет собой выровненную, слабо всхолмленную аккумулятивную равнину. Однако, используя дополнительно структурные критерии, можно выделить две ИГО.

Первая, территориально, совпадающая с морем Лаптевых, относится к зонам активных в настоящее время тектонических структур, связанных с раскрытием Северного Ледовитого океана. Рельеф здесь достаточно равнинный, в разрезе широкое развитие получают мерзлые породы или реликтовые пластовые льды. Существенную роль в формировании мезорельефа морского дна, играют останцы мерзлых пород, сложенные промерзшими лёссовидными породами (т. н «Едома»). Характерно проявление своеобразных гравитационных процессов, которые протекают в виде солифлюкционных потоков, формирующихся при оттаивании поверхности морского дна и «стекании» тонкозернистых водно-зерновых потоков по пологим склонам поднятий.

Вторая инженерно-геологическая область имеет менее чёткие границы. Большая часть ее относится к Чукотско-Восточно-Сибирскому бассейну. Геоморфологически она представляет собой типичную равнину с глубинами до 150 м и хорошо выраженными палеодолинами, являющимися продолжением современных рек, которые весьма протяжённые и достигают бровки шельфа. В Чукотском море чётко обозначены подводные поднятия островов Врангеля и Гераль-

да, а большая часть побережья имеет ярко выраженный лагунный характер, что нетипично для других участков шельфа арктических морей. Однако, совершенно недостаточный объем фактического материала, прежде всего сейсмоакустического профилирования и инженерно-геологического бурения не дает оснований для более детального районирования этой области.

Для выделения инженерно-геологических районов был использован принцип смешанного районирования, учитывающий как индивидуальные формы донного рельефа, так и типологические черты. В качестве первых рассматривались специфические морфоскульптурные характеристики в пределах той или иной акватории (равнины, впадины, возвышенности, желоба, островные мелководья, эстуарии, строение береговой зоны — типы берегов), в качестве вторых — особенности современных процессов литодинамики, определяющие устойчивость и закономерности современного развития инженерно-геологической обстановки в целом. С этой точки зрения, рассматривались районы преимущественно аккумулятивного типа развития (АК) — 1 тип, денудационного типа развития (ДЕН) — 2 тип, смешанного типа (АК-ДЕН) — 3 тип, транзитного типа развития (ТР) — 4 тип. Соответственно для районов 1-го типа характерна относительно *стабильная инженерно-геологическая обстановка, определяемая накоплением мощных покровных отложений*; для районов 2-го типа — *неустойчивая и изменчивая по пространству и по времени инженерно-геологическая обстановка, определяемая направленностью процессов денудации и размыва*; для районов 3-го типа — *переходная нестационарная инженерно-геологическая обста-*

новка, определяемая господством аккумулятивно-денудационных процессов, сильно изменчивых по пространству и по времени; для районов 4 типа — нестабильная инженерно-геологическая обстановка, определяемая процессами размыва коренного ложа и разнонаправленного переноса донных отложений.

Представленная схема инженерно-геологического районирования базируется на методике, в которой широко используются геоморфологические представления, полученные на основе гидрографических съемок и поддержанные сравнительно — геологическим анализом строения четвертичного покрова, геодинамической и гидродинамической обстановки. Рельеф морского дна, являясь интеграционным образованием с участием различных эндогенных и экзогенных факторов позволяет получать информацию о неотектонических, литодинамических процессах, а также косвенно отражать вещественный состав отложений, слагающих отдельные формы донного рельефа, а также делать общие палеогеографические реконструкции.

Литература

Геоэкология шельфа и берегов морей

России / Под ред. действ. члена РАЕН, проф Н.А. Айбулатова. — М. Ноосфера, 2001. — 427 с.

Козлов, С.А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. — 147 с.

Матишов, Г.Г. Дно океана в ледниковый период — Л.: Наука, 1984. — 176 с.

Неизвестнов, Я.В. Методологические основы изучения инженерной геологии арктических шельфов СССР // Инженерная геология. — 1982. — №1. — С. 3-16.

Неизвестнов, Я.В., Решетова, О.В. Инженерная геология шельфов морей Северного Ледовитого океана / Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. — М.: Недра, 1990. — С. 44-90.

Рыбалко, А.Е., Щербаков, В.А., Захаров, Д.С., Локтев, А.С., Иванова, В.В., Алексеев, А.Ю., Исаева, О.В. Первая сводная инженерно-геологическая карта шельфа Арктических морей России // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. — М.: ИО РАН, 2019. — С. 144-149.

ОЦЕНКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ МОРФОЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ ЛАНДШАФТОВ В СВЯЗИ С ОХРАНОЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Судакова Н.Г.¹, Антонов С.И.², Костомаха В.А.³

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
¹ng.sudakova@mail.ru, ²ser11131134@yandex.ru, ³vak1935@bk.ru

Аннотация. В связи с охраной окружающей среды важное значение приобретает региональная оценка геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы ландшафтов в бассейне Верхней Волги и Оки со сложной историей палеогеографического развития. В качестве конструктивного решения этой проблемы предложено комплексное эколого-палеогеографи-

ческое районирование территории. На составленной карте отражена инфраструктура территориальных подразделений — палеогеографических зон, геолого-геоморфологических провинций, подразделенных на области в соответствии с ведущими системообразующими факторами морфолитогенеза (палеогеографическими, провинциально-геологическими, зонально-географическими) с учетом унаследованных морфолитоструктур. Для каждого подразделения определена адресная оценка устойчивости геосистем в баллах. Анализ карты позволяет выделить территории с различной устойчивостью морфолитосистем. Наибольшей устойчивостью природного комплекса обладает Верхневолжская аллювиально-озерная равнина. Максимально низкая устойчивость наблюдается в западной части Клинско-Дмитровской возвышенности. В результате проведенного палеогеографического районирования выявлены закономерности территориальной изменчивости морфолитогенеза, которые служат основой для анализа и оценки геоэкологического состояния природной среды. Примененная палеогеографическая экспертиза повышает надежность интегральной оценки устойчивости морфолитосистем и достоверность прогноза их развития в экстремальных природных и техногенных ситуациях. Таким образом, эколого-палеогеографическое районирование создает преимущество для адресной оценки устойчивости геосистем и приобретает важное научно-методическое и практическое значение.

Ключевые слова: Геоморфология, геоэкология, палеогеография, комплексное районирование, закономерности морфолитогенеза, устойчивость геосистем

Развитие перспективного палеогеографического направления в геоэкологии на основе комплексного районирования имеет определяющее значение для объективной и адресной оценки состояния устойчивости морфолитосистем к неблагоприятным природным и техногенным ситуациям (Реконструкция..., 2008а, Судакова и др., 2015 и др.). Комплексное палеогеографическое районирование основывается на анализе закономерных пространственно-временных тенденций эволюционного развития геосистем. Оно направлено на более полную и адресную оценку состояния и прогноза их геоэкологической устойчивости с учетом, как современных процессов, так и истории палеогеографического развития геосистем, а значит и унаследованных возрастных признаков. Вклад последних в суммарную оценку геоэкологической устойчивости весьма значителен.

Территория исследования — бассейн Верхней Волги и Верхней Оки не однородна в геологическом, геоморфологическом и палеогеографическом отношении. Строение морфолитогенной основы ландшафта отличается пространственной изменчивостью и региональным разнообразием, что обусловлено сложным взаимодействием системообразующих факторов: фациально-генетических, провинциально-геологических и зонально-географических.

Очевидно, что этот сложный, многофакторный объект исследования требует системного анализа и комплексного палеогеографического изучения природных систем. В качестве конструктивного методического решения предложено комплексное эколого-палеогеографическое районирование (рис. 1) с целью установления региональных пространственно-временных закономерностей формирования и развития мор-

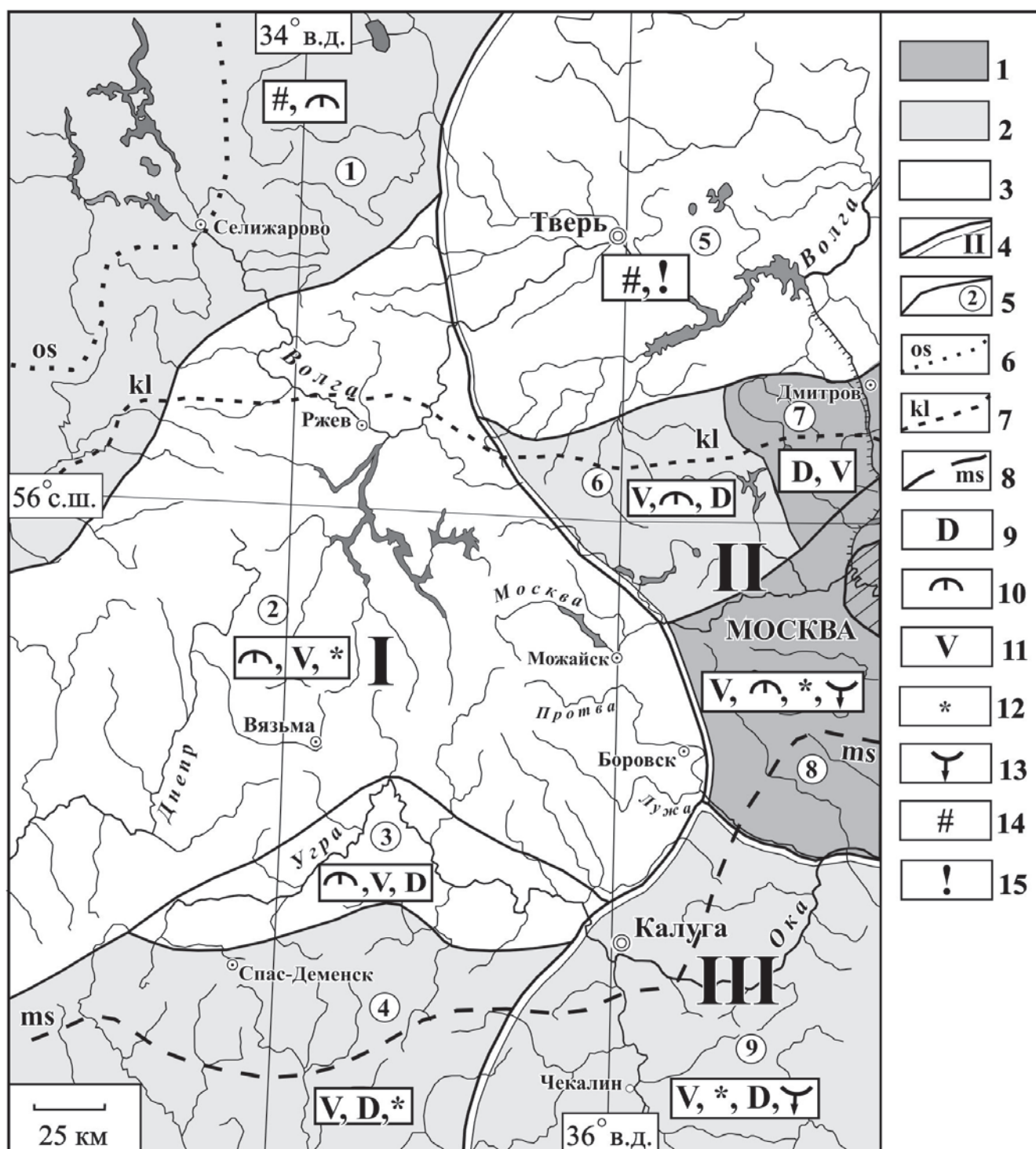


Рисунок 1. Эколого-палеогеографическое районирование Верхневолжского бассейна и прилегающих территорий. Условные обозначения: Степень устойчивости морфолитосистем: 1 — неустойчивая; 2 — среднеустойчивая; 3 — относительно устойчивая. Границы: 4 — палеогеографических провинций; 5 — палеогеографических областей; оледенений: 6 — ошашковского; 7 — калининского; 8 — московского. Экзогенные процессы: 9 — делювиальный смыв; 10 — оползни; 11 — оврагообразование; 12 — карст; 13 — суффозия; 14 — заболачивание; 15 — торфообразование (пожароопасность).

Таблица 1. Легенда к карте эколого-палеогеографического районирования центрального региона Русской равнины

Единицы районирования	Факторы формирования морфолитосистем										Степень устойчивости морфолитосистем в баллах	
	Геологические					Геоморфологические						
	Коренное основание	Четвертичный покров, мощность, м	Генезис, морфология	Абс. отметки поверхности, м	Ведущие экзогенные процессы	Эрозионное расчленение	Геологические		Геоморфологические			
Геологический индекс							Абс. отметки кровли, м	Абс. отметки поверхности, м	Глубина, м	Густота, км/км ²		
I. Карбоновое плато	Область, район											
	1. Велсовско-Валдайская	C ₁ , C ₂ , C ₃	50-200	35-80	Водно-ледниковая равнина и озерная низина с моренными краевыми грядами	120-250	Б, С, К,	75-120	0,1-0,5	1-2; 2-3		
	2. Вяземско-Уваровская	C ₁ , C ₂ , J ₃	100-260	50-100	Ледниково-эрозионная, грядово-холмистая возвышенность	150-300	С, О	50-75	0,7-1,5	2-3		
	3. Угринская	C ₁ , C ₂ , J ₃	100-200	20-50	Моренно-зандровая равнина	150-200	О, С(Д), Оп	50-80	0,5-1,4	2		
	4. Спас-Деменская	C ₁ , K ₁ , K ₂	150-250	20-70	Ледниковая холмисто-грядовая равнина	150-270	О, К, С(Д),	60-90	0,9-1,5	1-2, 2		
	5. Верхне-волжская	J ₃ , P, T ₁ C ₃	50-150	20-80	Аллювиально-озерно-ледниковая низина	100-150	Б, С, Оп	25-30	0,02-0,5	2-3		
	6. Истринско-Волоколамская	K ₁ , J ₃ C ₂	90-190	10-60	Ледниковая денудационная возвышенность	180-260	О, Оп, С	80-110	0,5-1,3	1-2		
	7. Клинско-Дмитровская	K ₁ , J ₃ C ₃	80-230	20-100	Ледниковая денудационная возвышенность	200-290	О, Оп, С	70-125	0,7-1,5	1		
	8. Москворецко-Окская	J ₃ , K ₁ , C ₂	100-200	10-25	Моренно-эрозионная и озерно-ледниковая равнина	175-200	К, Оп, О	20-50	0,5-0,7	1-2		
II. Московская мезозойская равнина	9. Калужско-Чекалинская	C ₁ , C ₂ , J ₃ , K ₁	160-220	15-20	Эрозионная холмисто-увалистая равнина	170-250	К, Оп, О, С(Д)	90-125	0,5-1,5	1-2		
	III. Среднерусская возвышенность на Pz-Mz основании											

Условные обозначения: Экзогенные процессы: К – карст, О – овражная эрозия, С – склоновые процессы, С(Д) – склоновые процессы с преобладанием делювиального смыва, Оп – оползни, Б – заболачивание (торфообразование), Степень устойчивости морфолитосистем (в баллах): 1 – неустойчивые (1) и слабо устойчивые (1-2), 2 – среднеустойчивые (2), 3 – относительно устойчивые (2-3).

фолитосистем с учетом унаследованных палеогеографических признаков (Судакова и др., 2008б, Палеогеографические..., 2013, Судакова и др., 2016).

Комплексное целевое районирование особенно актуально для Центрального региона древней ледниковой области Русской равнины со сложной палеогеографической историей развития. Детальное изучение опорных разрезов в бассейне Протвы и прилегающей территории (Материалы..., 1978, Материалы...1980, Комплексный..., 1992, Реконструкция..., 2008а, Палеогеографические..., 2013 и др.) свидетельствует о сложной палеогеографической истории развития геосистем и создают реальные условия для установления закономерностей пространственной изменчивости морфолитогенной основы ландшафта. Обладая ценной информацией, они необходимы для адресной оценки геоэкологической устойчивости геосистем с учетом унаследованных признаков.

На представленной карте эколого-палеогеографического районирования (рис. 1) на фоне разновозрастных палеогеографических зон, соответствующим разновозрастным оледенениям (московскому, калининскому и осташковскому), выделены три геолого-геоморфологические провинции, подразделенные на области, которые обособлены по признакам геоморфологической и фациально-генетической принадлежности, а также степени их преобразования экзогенными рельефообразующими процессами.

Для каждого территориального подразделения получены интегральные оценки состояния устойчивости геосистем в баллах. В прилагаемой сводной легенде к карте районирования (табл. 1) систематизированы критерии выделения территориальных подразделений на основе взаимодействующих

системообразующих факторов (провинциально-геологических, палеогеографических и зонально-географических).

К главным факторам нестабильности морфолитоструктур относятся: контрастность палеорельефа, неглубокое залегание карстующихся пород, новейшие линейные тектонические структуры, а также малая и неравномерная мощность четвертичного покрова, его неоднородность и фациальная изменчивость в сочетании со значительной расчлененностью рельефа и интенсивными экзогенными процессами. Наиболее деструктивными факторами среди последних являются: густота и глубина эрозионного расчленения, оползневые процессы. Густота эрозионного расчленения речными долинами, балками и оврагами колеблется от 0,4 до 1,8 км/км². Устойчивость морфолитосистем ослаблена в полосе конечноморенных форм, где наблюдается повышенная площадная изменчивость строения и состава четвертичных отложений, наличие отторженцев и гляциодислокаций.

Овражно-балочное расчленение возрастает южнее широтного отрезка долины р. Оки. Слабой устойчивостью отличается центральная и восточная часть Клинско-Дмитровской гряды, где широко распространены оползни и овражная эрозия.

Благоприятствует стабилизации генетическая однородность и литологическая монолитность грунтов при большой мощности рыхлого чехла и выровненности рельефа. Наибольшей устойчивостью природного комплекса обладает Верхневолжская озерно-ледниковая и аллювиально-озерная равнина со слабым эрозионным расчленением, литологической однородностью рельефообразующего песчано-супесчаного горизонта.

В результате активно развиваемого палеогеографического направления в геоэкологии на основе комплексного районирования территории составлена среднемасштабная карта эколого-палеогеографического районирования Верхневолжского и Верхнеокского бассейнов (рис. 1), на которой наряду с относительно устойчивыми отмечены районы с повышенным геоэкологическим риском. Для каждого территориального подразделения дана адресная оценка состояния геоэкологической устойчивости природной среды в баллах. Проведенные исследования подтвердили общие закономерности развития морфолитосистем — палеогеографическую обусловленность и проявление геолого-геоморфологической наследственности в их строении и составе. Выявленные с помощью районирования особенности геоэкологической обстановки необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях, а также при выработке рекомендаций для рационального природопользования. В итоге целевое эколого-палеогеографическое районирование создает особые преимущества для получения наиболее надежных интегральных и адресных (порайонных) оценок состояния и прогноза устойчивого развития геосистем.

Таким образом, реализация комплексного палеогеографического подхода к решению геоэкологических проблем имеет важное методическое и практическое значение.

Работы выполнены по темам госзадания АААА-А16-116032810080-21 «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочное прогнозирование её изменений», АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона / Под ред. Г.И. Рычагова, С.И. Антонова. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 128 с.

Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы. Деп. ВИНТИ. Вып. II. — М., 1978. — 54 с.

Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы. Деп. ВИНТИ. Вып. III. — М., 1980. — 173 с.

Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология — М.: МГУ, географический факультет, 2013. — 95 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины — М.: МГУ, географический факультет, 2008а. — 166 с.

Судакова, Н.Г., Антонов, С.И., Введенская, А.И., Костомаха, В.А., Немцова, Г.М. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем — новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины) / Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена — М.: Географический факультет МГУ, 2008б. — Вып. 2. — С. 245-252.

Судакова, Н.Г., Антонов, С.И., Введенская, А.И., Костомаха, В.А., Немцова Г.М. Палеогеографические основы развития перспективного направления геоэкологии // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения». — М.: МГУ,

2015. – С. 522-524.

Судакова, Н.Г., Антонов, С.И., Введенская, А.И., Костомаха, В.А., Немцова, Г.М. Палеогеографическое районирование Вос-

точно-Европейской равнины как основа геозкологической оценки устойчивости геосистем // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2016. – №4. – С. 13-19.

ВЛИЯНИЕ ПОГРЕБЕННОГО РЕЛЬЕФА НА УСТОЙЧИВОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ РАЗМЕЩЕНИЯ АЭС НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Суханова Т.В.¹, Макарова Н.В.¹, Макеев В.М.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, tanikamgu@mail.ru

²Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия, vmakeev@mail.ru

Аннотация. Рассматриваются различные типы погребенного рельефа, вскрываемого в разрезах разновозрастных отложений, развитых на территориях размещения атомных станций на Восточно-Европейской платформе. Выделяются флювиальные, карстовые, гравитационные, ледниковые формы, тектонические поднятия и опускания.

Ключевые слова: Палеоруслы, ложбины, карст, зандры, морены, обвалы, поднятия, опускания

Опыт исследования территорий размещения многих атомных электростанций (далее АЭС) в пределах Восточно-Европейской платформы позволил установить значительное влияние погребенного рельефа на устойчивость территорий размещения уже действующих или строящихся АЭС. Эти формы выделяются на разной глубине в разрезах разновозрастных отложений, являющихся основанием площадок станций. Обычно, в первую очередь, обращается внимание на наличие погребенных карстовых форм, в то время как существуют и другие формы, на которые также следует обратить внимание, т.к. они могут вызвать развитие негативных процессов на поверхности. Среди таких погребенных форм выделяются экзогенные и эндогенные формы. Большая часть экзогенных форм образовалась в континентальных условиях, когда существовали перерывы в осадконакоплении,

длившиеся иногда десятки миллионов лет. Основные методы выявления погребенных форм — это бурение, геофизика, геодезия.

Экзогенные формы включают флювиальные, суффозионные, гравитационные, ледниковые и, естественно, карстовые. Все они вскрываются в разрезах разновозрастных отложений — четвертичных и более древних.

Флювиальные формы погребенного рельефа представляют собой палеоруслы в аллювиальных, флювиогляциальных и аллювиально-дельтовых отложениях. Поскольку многие станции расположены на берегах рек или водохранилищ из-за необходимости использовать воду для охлаждения реакторов, то основанием их являются речные террасы или поймы (Курская, Воронежская, Ростовская, Балаковская и др.), а также зандры (Нововоронежская), сложенные преимущественно песками. Песчаные отложе-

ния, имеют неоднородный механический и фациальный состав, изменяющийся по латерали и вертикали, что связано с отложением их при разных режимах потоков в разных по размеру руслах. Это относится, преимущественно, к флювиогляциальным отложениям, слагающим обширные зандровые равнины. Но и в равнинных речных долинах разветвленные русла характерны для пойм, при новом цикловом врезании превращающихся в надпойменные террасы.

Наибольшее количество погребенных русел выделяется в толщах раннеплейстоценовых флювиогляциальных зандровых песков и плиоценовых аллювиальных песков кривоборской свиты на Нововоронежской станции и плиоценовых аллювиально-дельтовых песках ергенинской свиты на Ростовской АЭС-2. Мощность этих песков в основании станций составляет от 15-20 до 30-40 м. Крупные врезаемые палеорусла заполнены крупным песком, с гравием и мелкой галькой русловой фации. В менее крупных руслах песок средне- и мелкозернистый. Русла постоянно меняли свою ориентировку в процессе заполнения их осадками. Разрезы скважин не всегда позволяют дать детальную картину этих изменений. Скважины вскрывают палеорусла в разных ракурсах — вдоль простирания, тогда в разрезе появляются протяженные слои с горизонтальной или косой слоистостью, или поперек сечений, что выражается в разрезе в зависимости от размеров русел линзами разных размеров. Иногда наблюдаются вертикальные «столбчатые» формы неоднородностей песка. В этом случае можно предполагать, что русла были приурочены к вертикальным трещинам. По таким вертикальным неоднородностям вода может фильтроваться вниз, вынося мелкий мате-

риал, по возможности, к подошве песчаной толщи. Другими словами, они могут служить «путями» фильтрации воды сверху вниз и вызывать суффозионные процессы. При этом не только поверхностный сток использует трещины в песках, но и подземный. Некоторые такие участки, нанесенные на карту, в плане совпадают с погребенными палеоруслами, выделенными по данным бурения в кровлях разновозрастных поверхностей.

На территории размещения Ростовской АЭС-2, по данным бурения, был вскрыт погребенный склон II террасы Дона, которая всего на 2-3 м возвышается над уровнем Цимлянского водохранилища. Склон террасы выработан в аллювиальных песках и изрезан ложбинами, направленными к водохранилищу. Три из них, наиболее глубокие, находятся в створе с локальными эрозионными врезами в подошве плиоценовых песков кривоборской свиты. Предполагается, что по этим эрозионным формам происходит суффозионный вынос песков в направлении водохранилища. Над участками развития этих форм отмечаются обводненность песков и негативные явления на поверхности (Макарова, 2019).

Помимо палеорусел в песках четвертичного и плиоценового возраста, эрозионные формы, заполненные песчаным материалом, выделяются в кровлях глинистых отложений верхнего девона и нижнего мела (Нововоронежская АЭС), верхнего олигоцен-нижнего миоцена (Ростовская АЭС-2), находящихся на глубине 35-40 м от поверхности. Ширина этих форм колеблется от 20-50 до 100 м и более, а глубина измеряется от 3-5 до 10-15 м.

Ледниковый рельеф в виде моренных равнин, погребенных и перекрытых флюви-

огляциальными отложениями, является основанием Белорусской и Нижегородской АЭС. Погребенными являются морены в основном средне- и раннеплейстоценового возраста, образующие выдержанные по простиранию слои разной мощности. Их кровля неровная, размытая более молодыми флювиогляциальными потоками. Моренные слои слагаются суглинками или песчанистыми глинами, с большим количеством обломочного материала, с линзами песка. Мощность погребенных моренных слоев — от 2-5 до 30-50 м. В разрезе отложений, слагающих основание площадки Белорусской станции, под сожской (московской) мореной второй половины среднего неоплейстоцена, развитой на поверхности, залегают еще две морены — днепровская первой половины среднего неоплейстоцена и березинская, или окская, раннего неоплейстоцена.

Гравитационные формы в виде оползневых или обвальных массивов выделяются в глубоких погребенных палеоруслах среди песчано-гравийно-галечных отложений. Примером являются массивы мела в глубоком (10-15 м) русле Пра-Дона, вскрытом скважинами в плиоценовой кривоборской свите (N_2kr) на глубине около 30 м от поверхности площадки Нововоронежской АЭС-2. Мощность массивов и их длина достигает нескольких десятков метров. Они попали в русло в позднем плиоцене вследствие размыва Пра-Доном правого склона долины (Воронежского поднятия), сложенного этими породами. Коренной склон находился в то время в 1-1,5 км восточнее современного его положения. Таким образом, Дон переместился за четвертичное время на склон Воронежского поднятия, в основном, под действием сил Кориолиса.

Скорость латерального перемещения составила 0,5-1 мм/год.

Карстовые формы развиты в карбонатных и сульфатных породах, выделяющихся в разрезах отложений, слагающих основания многих станций. Помимо непосредственного влияния карста на устойчивость площадок, он способствует развитию суффозионных процессов в перекрывающих его песчаных толщах, обуславливает взаимодействие грунтовых и более глубоких горизонтов подземных вод, приводящее к образованию гидрогеологических окон.

Карбонатный карст развит на территориях размещения Нововоронежской АЭС-2 и Курской АЭС-2. На Нововоронежской закарстованы известняки верхнешигровской подсвиты фаменского яруса верхнего девона мощностью 10-15 м. Они залегают на глубине 45-50 м ниже поверхности площадки, а под поймой, на которой расположены некоторые строения АЭС, всего на глубине 10-15 м. Поверхность известняков разрушена, раздроблена, с многочисленными неровностями (воронками), местами с корой выветривания. Разрушение происходило в течение длительного периода времени — с конца девона до раннего мела (баррема). Местами в глубоких плиоценовых врезках в кровле известняков залегают пески, и в этих местах осуществляется связь грунтовых и трещинных вод (гидрогеологические окна), что является возможной причиной развития суффозионных процессов в песках.

На территории размещения строящейся Курской АЭС-2 карстовые процессы развиваются в породах писчего мела, относящегося к туронскому ярусу верхнего мела (Макарова, 2015). Там, где перекрывающие глинистые отложения сантонского яруса отсутствуют, мел залегают всего в

10-12 м ниже уреза р. Сейм под пойменными осадками. Кровля мела неровная, размытая, местами с изометричными понижениями глубиной до 2-3 м. По данным бурения мел пластичный, местами вязкий и водонасыщенный, с включением дресвы и щебня твердого мела. Его мощность 9-13 м. По инженерно-геологическим данным, при динамической нагрузке мел может терять структурные связи, разжижаться с образованием различных форм.

Широкое развитие погребенных карстовых форм наблюдается и на территории размещения Нижегородской АЭС, строительство которой из-за этого приостановлено (Макарова, 2012). Здесь развиты три горизонта карстующихся пород. В двух верхних из них развит карбонатный карст в известняках и доломитах нижеказанского подъяруса средней перми и ассельского яруса нижней перми. Гипсометрически ниже в гипсах и ангидритах сакмарского яруса нижней перми развиты карстовые формы, имеющие также большое развитие. Все породы характеризуются интенсивной раздробленностью и трещиноватостью, что отмечается бурением и геофизикой, наблюдается в карьерах и во врезках долин. Размытые, неровные закарстованные поверхности перекрываются глинами уржумского яруса средней перми (P_2ur), в свою очередь, загипсованными, с прослоями доломитов, мергелей и песков, трещиноватыми. Это обуславливает проницаемость покровки для поверхностных и подземных вод и развитие карстовых форм. Активизации карста в настоящее время способствуют современные тектонические поднятия этой территории.

Эндегенные формы. К ним относятся погребенные локальные поднятия и впадины, предположительно, тектонического

происхождения, уступы разрывов, трещины, которые также способствуют развитию негативных процессов. На территории размещения Ростовской АЭС-2 крыло крупной антиклинали, сложенной глинами позднеолигоцен-раннемиоценового возраста (майкопская серия), вскрываемое на глубине 25-30 м от поверхности, имеет падение на СЗ. Глины являются водоупором для подземных вод, заключенных в перекрывающих их песках плиоценовой ергенинской свиты, нижняя часть которых обводнена. Возможно, что наклон глин, на которых залегают плиоценовые пески, вызывает смещение последних в том же направлении, что фиксируется смещением поверхностных реперов, выявляемом геодезией. Кроме наклона, поверхность глин, а также перекрывающих их плиоценовых песков, осложнена положительными и отрицательными формами изометричной или вытянутой валообразной формы амплитудой 15-20 м. Происхождение этих неровностей может быть связано с тектоникой, хотя в некоторых случаях не исключен и эрозионный их генезис. В то же время закономерная ориентировка этих форм, а также их соотношение с поверхностными тектоническими формами позволяет предполагать их тектоническое происхождение. Помимо этих форм, выделяются прямолинейные понижения, возможно, приуроченные к зонам трещиноватости, отражающим на глубине линеаменты, выделенные на поверхности.

Неровности, среди которых возможны локальные поднятия и впадины, отмечены в кровлях туронского и сантонского ярусов верхнего мела на территории размещения Курской АЭС-2. Большое значение здесь имеют прямолинейные формы различных простираний. Некоторые из них опре-

деляются как трещины и уступы, соответствующие линеаментам, выделенным на поверхности.

Рассмотренные лишь отдельные формы погребенного рельефа свидетельствуют об их значительном влиянии на устойчивость территорий размещения некоторых атомных станций. Особенно это относится к палеоруслу и карстовым формам. Многие негативные процессы, наблюдаемые на исследованных территориях, связаны именно с этими формами.

Литература

Макарова, Н.В., Макеев, В.М., Суханова, Т.В., Дорожко, А.Л., Коробова, И.В. Новейшая тектоника и геоди-

намика Нижнеокского региона (Русская плита) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. – 2012. – №4. – С. 4-11.

Макарова, Н.В. Макеев, В.М. Суханова, Т.В. Дорожко, А.Л. Коробова, И.В. Карфидова, Е.А. Новейшая тектоника и геодинамика юго-западного крыла Воронежской антеклизы // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. – 2015. – №1. – С. 10-19.

Макарова, Н.В. Макеев, В.М. Суханова, Т.В. Гусельцев, А.С. Геологические условия развития суффозионных процессов и их современная активизация на Сальско-Донском поднятии (район Ростовской АЭС) // Геоэкология. – 2019. – №6. – С. 19-29.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ОТКРЫТОЙ ДОБЫЧИ АЛМАЗОВ В БАССЕЙНЕ Р. ШИКАПА (АНГОЛА)

Темирбекова Н.Р.¹, Беляев Ю.Р.²

¹Казахстанский филиал МГУ имени М.В. Ломоносова, Нур-Султан, Казахстан

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
yrbel@mail.ru

Аннотация. В работе предпринята попытка оценить воздействие широкомасштабной открытой добычи алмазов на геоморфологические системы на примере бассейна р. Шикапа, расположенного на северо-востоке Анголы и в Демократической Республике Конго. Добыча в пределах бассейна ведется как промышленным способом, так и кустарно. В основе исследования лежит дешифрирование спутниковых снимков высокого и сверхвысокого разрешения, полученных из открытых источников. Выявлены как прямые, так и косвенные последствия горнопромышленного освоения: полное уничтожение исходного и формирование антропогенного мезо- и микрорельефа на участках добычи, активизация эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах нарушенных при добыче земель, изменение характера русловых процессов и резкое увеличение потока наносов в реках на участках разработок и ниже по течению. Общая площадь нарушенных земель в пределах бассейна составляет около 150 кв. км или около 0,7% от всей площади бассейна. К косвенным последствиям горнопромышленного освоения также можно отнести катастрофическую активизацию овражной эрозии в пределах быстро разраставшихся в последние 20-25 лет шахтерских поселений. Среднегодовалые скорости роста отдельных оврагов варьируют от первых десятков до первых

сотен метров в год.

Ключевые слова: эколого-геоморфологические последствия, открытая добыча, разработка полезных ископаемых, антропогенный рельеф, эрозионно-аккумулятивные процессы, овраги

Разработка твердых полезных ископаемых (далее ТПИ) оказывает существенное воздействие на различные компоненты окружающей природной среды. В воздушный бассейн поступает большое количество загрязняющих веществ как за счет пыления при различных технологических процессах, так и при работе двигателей спецтехники. Происходит загрязнение водотоков и водоемов взвешенными веществами и отходами, возникающими при применении специальных технологий обогащения, масштабные нарушения почвенно-растительного покрова и, конечно, изменение рельефа.

Во многих странах в связи с наметившейся тенденцией к «экологизации» производства предпринимаются серьезные меры по снижению негативного воздействия, в том числе и от горнодобывающей промышленности. Однако в развивающихся странах и странах «третьего мира» до сих пор при выборе технологических решений по организации добычи ТПИ руководствуются преимущественно критериями получения максимальной выгоды. Особенно заметно это на примере горнопромышленного освоения территории Африканского континента. В связи с этим, в данной работе была предпринята попытка провести инвентаризацию и попытаться количественно оценить основные эколого-геоморфологические последствия открытой добычи алмазов на примере ключевого участка одного из главных алмазоносных поясов Африки — так называемого пояса Лукапа, захватывающего северо-восточную часть Анголы и прилегающую территорию Демократической

республики Конго (далее, ДРК).

Географически рассматриваемая территория расположена на южной периферии бассейна Конго, а точнее — в пределах обрамляющих бассейн с юга плато, вытянутых единой относительно монолитной дугой от Ангольского плато на западе до плато и равнин Катанги на востоке. Территория дренируется серией относительно крупных рек субмеридиональной ориентировки: Кванго, Шикапа, Луашимо, Шиумбе, Луэмбе и др. Все они являются левыми притоками Конго или Касаи и вместе со своими многочисленными притоками формируют речную сеть сложной формы, рисунок которой меняется от параллельного и перистого для водотоков наиболее высоких порядков (Flugel et al., 2015) до ортогонального и древовидного — для относительно небольших водотоков. Все эти реки — трансграничные. Верхние и средние части их бассейнов находятся на территории Анголы, а низовья — в пределах ДРК.

В качестве ключевого объекта для исследования был выбран бассейн р. Шикапа (приток р. Касаи), расположенный в центральной части так называемого плато Кванго-Лунде-Касаи (Guillocheau et al., 2015). Впервые месторождения алмазов были открыты здесь еще в 1906 году (Rodrigues, Tavarez, 2012).

Шикапа имеет длину более 700 км и площадь бассейна около 19,4 тыс. кв. км. При впадении в Касаи она имеет 6-й порядок по системе Штраллера. По всем морфометрическим характеристикам бассейн может считаться типичным для крупных

левых притоков рек Конго и Касаи. Водосбор реки сильно вытянут — при длине около 540 км характерная ширина его в среднем течении составляет около 35-40 км, а максимальная — не превышает 50 км. При этом на отдельных участках он сужается до 2 км.

В геоморфологическом отношении территория представляет собой прорезанные современной долинной сетью два уровня разновысотных полигенетических денудационных равнин, разделенных отчетливо выраженными эскарпами высотой преимущественно от 30-40 до 100 м. Долины достигают ширины в 2-5 км, но чаще их ширина составляет 1-2 км и менее. Поперечный профиль их чаще всего ящикообразный или трапециевидный, реже — корытообразный. Близкие к V-образным или даже каньонообразным долины формируются только на участках пересечения эскарпов (долина Шикапы в районе г. Калонда). В относительно крупных долинах хорошо выражен пойменный уровень и несколько уровней террас высотой до 40 м над современным урезом. И пойма и террасы преимущественно имеют цокольный характер. В руслах рек часты выходы коренных пород, в том числе в виде денудационных останцов — островов.

Коренной цоколь территории составляют архейские и протерозойские гранито-гнейсы. На отдельных участках поверх них залегают карбон-пермские конгломераты и алевролиты группы Лютоэ. Но основную часть осадочного чехла составляют делювиальные, аллювиальные и озерные образования различной литологии группы Калонда (поздний мел) и пролювиальные галечники и эоловые пески группы Калахари (палеоген-неоген). Последние

имеют мощность 40 и более метров и слабают среднюю и верхнюю часть эскарпов и фоновую поверхность высокого уровня денудационных равнин. В пределах современной долинной сети развит также и комплекс четвертичных отложений — преимущественно аллювиальных, пролювиальных и делювиальных.

Добыча алмазов в данном районе ведется как из коренных месторождений, так и из россыпей. Коренные месторождения представлены многочисленными кимберлитовыми трубками мелового возраста, некоторые из которых относятся к крупнейшим в мире (месторождение Катока — 4-е по запасам в мире). Работы на них преимущественно ведутся промышленным способом. Россыпные месторождения связаны с позднемеловыми аллювиальными коллекторами формации Калонда, вскрывающейся в нижней части эскарпов и в днищах долин низких порядков и, в меньшей степени, — с более молодыми аллювиальными отложениями (Подвысоцкий и др., 2015, Устинов, 2017). Разработка россыпных месторождений осуществляется как промышленно — на крупных приисках — так и кустарным способом.

На основе визуального дешифрирования спутниковых снимков сверхвысокого разрешения, полученных с публичных интернет-порталов с помощью программного комплекса SasPlanet, были установлены площади и закономерности пространственного распространения разработок алмазов. Дешифрирование проводилось в среде QGIS.

Суммарная площадь непосредственно нарушенных при открытой добыче алмазов земель в пределах бассейна составила около 150 кв. км или 0,7% от всей площади бассейна. Большая их часть связана с про-

мышленной добычей на крупных карьерах — около 109,6 кв. км. Однако весьма значительны и площади, переработанные силами гаримпейрос (нелегальные старатели, зачастую проводящие земляные работы вручную). Суммарная площадь таких разработок составила около 40,4 кв. км. При этом статистический анализ показал, что площадь одиночных выработок, создаваемых вручную, варьирует в 95% случаев в пределах 90-110 кв. м. Характерно образование скоплений выработок — вплоть до крупных полей с полностью переработанным исходным рельефом, соизмеримых по площади с промышленными карьерами на кимберлитовых трубках. Наиболее крупное из таких полей имеет площадь около 1,2 кв. км.

Установлено, что около 88% кустарных разработок алмазных россыпей приурочено к днищам долин. При этом большая их часть располагается в пределах пойменного уровня или на низких террасах. Размещение крупных карьеров демонстрирует сходные закономерности — около 80% этих объектов расположено на днищах долин. Однако наряду с пойменно-руслыми карьерами (28,6% от общей площади карьеров) и карьерами на площадках надпойменных террас (10,2%) ведущую роль здесь играют карьеры на выположенных участках бортов долин. Они составляют около 41,6% от общей площади карьеров территории.

Визуальный анализ спутниковых изображений позволил установить следующие варианты эколого-геоморфологических последствий добычи алмазов в бассейне р. Шикапы:

- Формирование антропогенного микро- и мезорельефа на участках

разработок;

- Изменение морфологии русел;
- Активизация бассейновой эрозии;
- Увеличение потока взвешенных наносов ниже по долинам от зон разработок;
- Блокирование стока отвальными полями и формирование подпрудных озер;
- Создание условий для схода селевых потоков прорывного генезиса.

На участках промышленной обработки кимберлитовых трубок формируются классические карьеры площадью до нескольких кв. км и глубиной до нескольких десятков метров (проектная глубина для карьера Катока — 600 м) со ступенчатыми бортами, а также мощные отвальные поля. Промышленная разработка россыпных месторождений приводит к формированию на днищах долин сплошных полей, занятых системами субпараллельных выработок — «канав» шириной от 7-10 до 20-30 м и длиной в несколько сотен метров, разделенных существенно более компактными валами. Иногда эти валы «просвечивают» непосредственно и в современном русле, деля его на длинные субпараллельные рукава. Карьерные поля пересечены протяженными участками старых русел, откуда искусственно был отведен сток. В паводки все эти системы канав, валов и брошенных русел заливаются водой и при современных перестройках плановые очертания русел в известном смысле контролируются антропогенным рельефом.

Для участков кустарной добычи характерны многочисленные квадратные или прямоугольные горные выработки глубиной до нескольких метров и длиной и шириной в среднем по 10 м. Они окружены округлым в плане аккумулятивным валом из пустой породы. Поля из таких образо-

ваний, затапливаясь в паводки оказываются с одной стороны источниками большого объема неконсолидированного рыхлого материала, а с другой — ловушками для наносов, постепенно заиливаясь. В некоторых случаях они полностью перегораживают днища некоторых небольших долин. Русла на таких участках практически теряются или дробятся на рукава и приобретают своеобразный «четковидный» характер с расширениями на пересечении горных выработок и сужениями там, где прорезаются отвальные валы.

В ряде мест произошло запруживание долин постоянных и временных водотоков отвальными полями, в результате чего образовалась серия искусственных водоемов площадью до нескольких кв. км. В районе алмазной трубки Катока в верховьях одного из левых притоков Шикапы создано хвостохранилище площадью около 8 кв. км. Судя по данным ДЗЗ заполнение этих резервуаров вскрышными породами и «хвостами» происходит крайне быстро. Некоторые из них потеряли более 60-70% объема за 10 лет эксплуатации. В перспективе, при переполнении этих резервуаров и прорыве подпруживающих дамб во время прохождения дождевых паводков катастрофический сброс насыщенной неконсолидированными наносами воды может привести к возникновению селевых потоков или селеподобных паводков на нижележащих участках долин.

Кроме того, отмечены и косвенные последствия горнопромышленного освоения. Они связаны не непосредственно с участками разработки алмазов, а с развитием сопутствующей инфраструктуры и прежде всего — с изменением площади населенных пунктов и формированием дорожной

сети.

На протяжении долгого времени развитие добычи сдерживалось гражданской войной, охватившей большую часть Анголы в период с 1975 по 2002 годы. Лишь во второй половине 90-х годов прошлого века, когда активные военные действия локализовались преимущественно в южных провинциях, на территории северо-востока Анголы активизировалось горнопромышленное освоение. В частности, открытая в 1985 кимберлитовая трубка Катока была введена в эксплуатацию только в 1997 году. Приток населения из южных провинций и активность гаримпейрос привела к специфическим эффектам — образованию многочисленных небольших старательских поселков, а также активному разрастанию основных крупных населенных пунктов провинций Лунда Норте и Лунда Сул (Ангола) и прилегающей части республики Конго.

В условиях практически полного отсутствия многоэтажной застройки увеличение городского населения происходило за счет роста площадей, занимаемых городами. В некоторых случаях территории населенных пунктов непосредственно подошли к бровкам крутых эрозионных склонов речных долин или вышли на поверхность этих склонов. В условиях субэкваториального климата с отчетливо выраженным влажным сезоном, для которого характерно большое количество ливневых осадков, это повлекло за собой катастрофическую активизацию овражной эрозии. Анализ космоснимков высокого и сверхвысокого разрешения за последние 30 лет позволил установить, что за этот период в пределах трех наиболее крупных населенных пунктов бассейна сформировалось в общей сложности до

полусотни новых овражных систем. Длина отдельных оврагов составила до 2 км, а скорости роста составляли в среднем несколько десятков метров в год, в отдельных экстремальных случаях достигая 500-800 м/год. Катастрофический рост оврагов не только нанес значительный ущерб городскому хозяйству, но и привел к выносу огромного количества материала в долины рек (оценочно — до нескольких куб. км. грунта) и формированию в них мощных аккумулятивных тел.

Работы выполнены в рамках госзадания АААА-А16-116032810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Подвысоцкий, В.Т., Вунда Тинта М., Иванов, А.С., Особенности геолого-поисковой ситуации в кимберлитовой провинции Лунда (Ангола) // Вестник ВГУ. Серия Геология. – 2015. – №4. – С. 91-100

Устинов, В.Н. Условия формирования мезозойских и кайнозойских коллекторов алмазов северо-восточной Анголы // Отече-

ственная геология. – 2017. – №6. – С. 40-51

Flugel, T., Eckardt, F., Cotterill, F. The present day drainage patterns of the Congo river system and their neogene evolution. in M.J. de Wit et al. (eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2015. P. 315-337. DOI 10.1007/978-3-642-29482-2_15.

Guillocheau, F., Chelalou, R., Linol, B., Dauteuil, O., Robin, C., Mvondo, F., Callec, Y., and Colin, J-P. Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Planation Surfaces. in M.J. de Wit et al. (eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2015. P. 271-313. DOI 10.1007/978-3-642-29482-2_14.

Rodrigues, C.U., Tavarez, A.P. Angola's planned and unplanned urban growth: diamond mining towns in the Lunda Provinces // *Journal of Contemporary African Studies*. – 2012. – Vol. 30. – 4. – P. 87-703. DOI: 10.1080/02589001.2012.724874.

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

СИЛИКАТНЫЙ КАРСТ КАРКАРАЛИНСКИХ ГОР (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Белоусова А.В., Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л., Рогов В.В., Шарапова А.В.
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
yrbel@mail.ru.

Аннотация. В работе приводятся результаты исследований форм рельефа, развивающихся при ведущей роли силикатного карста на гранитах в Каркаралинских горах — одном из типичных низкогорных массивов центрального Казахстана. Данные получены в результате дешифрирования спутниковых изображений сверхвысокого разрешения, а также полевого обследования территории. Доминирующим типом форм являются гнаммы (орисанги) — преимущественно замкнутые котловины в скальных породах, диаметром от первых сантиметров до 100-110 м и глубиной до 8-10 м. Основной их геоморфологической позицией являются плоские и пологонаклонные участки вершинных поверхностей комплексной денудации. Плотность распространения крупных гнамм на таких участках может достигать $n \cdot 10$ шт/га. Реже они встречаются на пологих площадках в пределах эрозионных и тектоно-денудационных склонов. За счет смыкания соседних гнамм местами формируется ячеистый тип микро-рельефа или блоково-котловинный тип мезорельефа вершинных поверхностей. На наклонных поверхностях они служат зачатками скальных русел временных водотоков. Роль силикатного карста в развитии гнамм подтверждается относительно более низким валовым содержанием кремнезема в их донных отложениях по сравнению с неизменным гранитом. Данные сканирующей электронной микроскопии скальных пород свидетельствуют о значимой роли биохимического разрушения гранитов, связанного с образованием микробных биопленок. Наряду с гнаммами, в Каркаралинских горах отмечены также и пещеры в гранитах. Наиболее протяженная из них имеет длину до 15 м при высоте потолка до 2 м и состоит из нескольких изометричных полостей, соединенных узкими проходами. Пещеры приурочены к подножиям крутых уступов в верховьях небольших ущелий, радиально расчленяющих склоны массива.

Ключевые слова: гнамма, орисанг, пещера, выщелачивание гранитов, биохимическое выветривание, силикатный карст

Введение. Специфический экзогенный микро- и мезорельеф гранитных массивов, связанный с деятельностью комплексной денудации, изучается уже более века. Наряду с тафони, наиболее широко распространенными формами такого типа являются

выработанные в скальных породах замкнутые или полузамкнутые котловины, глубиной от первых сантиметров до нескольких метров при плановых размерах от сантиметров до десятков метров. В научной литературе они фигурируют под различными

названиями — ванны выветривания, ванны растворения, орисанги, гнаммы и др. Наиболее широко употребляемым в последние десятилетия стал термин «гнамма» (Vidal-Romani, Twidale, 2005, Migon, 2006). Помимо гранитов, аналогичные формы широко распространены и в существенно кварцевых породах (кварциты, кварцевые песчаники). В прочих силикатных породах они также наблюдаются, однако более редки и имеют незначительные размеры.

Несмотря на то, что эти формы хорошо известны, до настоящего времени нет единого представления ни о формирующем их процессе, ни об их возрасте или скорости роста. Наиболее разработанная концепция предполагает, что формирование гнамм происходит в два этапа: изначально они закладываются под действием химического выветривания — как неровности фронта выветривания, скрытого под чехлом элювия, а на втором этапе за счет удаления рыхлого чехла выводятся на дневную поверхность (Vidal-Romani, Twidale, 2005). Однако как осуществляется удаление продуктов выветривания непосредственно из гнамм — достоверно не известно. Не вполне исчерпывающи и объяснения механизма образования новых гнамм на обнаженной скальной поверхности. География этих образований также изучена недостаточно: практически нет данных о распространении этих форм на территории центральной и северной Азии (особенно в границах бывшего СССР).

Отдельным вопросом является возможный вклад силикатного карста в образование гнамм и подобных им форм. Под силикатным карстом мы понимаем совокупность процессов образования неровностей дневной поверхности и форм субрельефа, про-

исходящих в результате химического взаимодействия природных вод с силикатными породами, или за счет биохимического воздействия живых организмов на силикатные породы. Если рельефообразующие эффекты, связанные с аренизацией (растворением аморфного кремнезема и его выносом) на существенно кварцевых породах, хорошо описаны и особых сомнений не вызывают (Wray, Sauro, 2017), то в отношении аналогичной роли выщелачивания для существенно полевошпатовых пород до сих пор остаются вопросы, требующие уточнения.

Методы и материалы. В связи с вышесказанным, в данной работе предпринята попытка охарактеризовать морфологию, распространение и геоморфологические позиции гнамм, а также генетически связанных с ними подземных полостей для одного из типичных гранитных низкогорных массивов центрального Казахстана — Каркаралинских гор. Их максимальная абсолютная высота достигает около 1430 м, а относительные высоты не превышают 500 м. Горы имеют изометричные в плане очертания и диаметр около 20-30 км. Массив соответствует многофазной гранитной интрузии пермь-триасового возраста, которая была выведена денудацией на поверхность в ходе формирования региональной поверхности выравнивания в мелу-палеогене. Новейшие тектонические движения привели к блоковому поднятию территории и формированию густо и глубоко расчлененного рельефа в пределах гор. Тем не менее, в вершинном ярусе до сих пор сохранились значительные фрагменты платообразных поверхностей — остатков региональной поверхности выравнивания (Сваричевская, 1961).

На основе дешифрирования спутнико-

вых снимков сверхвысокого разрешения была составлена схема распространения гнамм в пределах Каркаралинских гор, за исключением расположенного в их южной части массива Матен. Пространственное разрешение снимков позволило уверенно дешифрировать гнаммы диаметром от 0,5-1 м. Уточнение морфологических характеристик и геоморфологических позиций отдельных форм, а также отбор проб скальных пород, грунта и воды из них, были проведены в ходе полевых работ в 2018-2019 гг.

Результаты и обсуждение. Всего в пределах изученной части Каркаралинских гор достоверно установлено более 20000 гнамм. Максимальная установленная площадь отдельных форм составила до 7500 кв. м, а линейные размеры наиболее крупных форм по длинной оси достигают 90-110 м при глубине — до 8-10 м. Однако такие крупные формы с плановыми размерами более 50-60 м, отнесенные нами к отдельному морфологическому классу (бассейны) — очень немногочисленны. В большинстве случаев диаметр гнамм не превышает 1,5 м.

Наиболее типичной морфологической разновидностью гнамм в Каркаралинских горах являются котловины с пологовогнутым поперечным профилем и выположенными бортами, переходящими в днище через нечеткий тыловой шов. Они составляют почти 70% от общего числа гнамм. Соотношение глубины и плановых размеров котловин варьирует в пределах 0,15-0,25.

Более 20% всех форм представляют собой колодцы с крутыми, часто отвесными или нависающими стенками. Для них характерно несколько иное соотношение глубины и диаметра: у небольших форм оно составляет 0,3-0,4, у форм среднего размера, диаметром от 1,5 до 5 м — возрастает до 0,5-

0,7, а у наиболее крупных форм — убывает до 0,2-0,3.

Проведенный в среде QGIS анализ показал, что гнаммы преимущественно развиты в пределах вершинных поверхностей комплексной денудации, сложенных гранитами. Их плотность распространения здесь велика — до нескольких десятков шт/га. Внутри этих поверхностей гнаммы распределены неравномерно. Они концентрируются на уплощенных вершинных поверхностях отдельных скальных гряд и блоков, осложняющих разновысотные поверхности выравнивания. Весьма многочисленны они и на гребневидных вершинных поверхностях. Местами крупные гнаммы расположены настолько близко друг к другу, что сливаются бортами, формируя специфический «ячеистый» рельеф, напоминающий внутреннюю поверхность коробки для яиц. Можно предполагать, что блоково-котловинный облик мезорельефа, отмечаемый в некоторых местах на платообразных вершинных поверхностях Каркаралинских гор, обусловлен сходными причинами.

Существенно меньше встречаемость таких форм в пределах тектоно-денудационных и эрозионных склонов. Здесь плотность их распространения составляет преимущественно несколько шт/га. Они локализуются на осложняющих склоны террасовидных площадках. Немногочисленные формы, расположенные на наклонных поверхностях, характеризуются особой морфологией — это либо кресловидные (с наклонным днищем, открытые вниз по склону), либо русловидные или бусиновидные формы — результат объединения в единую цепочку небольших орисангов за счет концентрации поверхностного стока. Относительно редки гнаммы и на подгорных наклонных денуда-

ционных равнинах.

На интрузивных породах среднего состава и эффузивно-осадочных породах, также встречающихся в Каркаралинских горах, гнамм нами не было обнаружено вовсе. Единичные мелкие формы вне контура гранитов были обнаружены в ходе полевых маршрутов только на низкогорном массиве Карамырза, сложенном трахириолит-порфирами среднего карбона.

В ходе работ было изучено строение чехла рыхлых отложений, выполняющих днища гнамм, а также охарактеризован ландшафтный облик форм. Небольшие формы глубиной в первые сантиметры чаще всего лишены рыхлого чехла, хотя бывают и исключения. В последнем случае рыхлые отложения представлены маломощными (до 1-2 см) неконсолидированными продуктами выветривания гранита — обычно песчано-дресвяной размерности. Вынос материала осуществляется дефляцией, а также и поверхностным стоком — при переполнении форм водой. С увеличением размера формы, возрастает объем задерживаемой ей воды, рыхлых отложений и растительного опада. В условиях переобводнения донные отложения постепенно насыщаются мелкодисперсной составляющей и обогащаются органикой. В таком случае они могут способствовать увеличению скорости химического разрушения гранита, слагающего дно гнаммы и последняя начинает приобретать морфологию колодца. Часто у крупных гнамм видны следы именно такого развития процесса — верхняя часть форм имеет пологонаклонные, характерные для котловин борта, а в них, как в раструб, вложен более компактный колодец.

Нередко мощность рыхлых отложений достигает нескольких десятков санти-

метров, развивается растительный покров, представленный горно-болотными растительными ассоциациями. Установлено, что в гнаммах глубиной до 1,5 м формируются преимущественно почвенные профили мощностью до 0,2-0,3 м, с характерным набором горизонтов А0-А1g-А1С. В более обводненных формах среднего размера профиль может усложняться, а верхняя его часть обычно оторфована. В наиболее крупных формах — бассейнах — вне контуров озер формируются еще более мощные почвенные профили, строение и геохимические характеристики которых резко отличается от формы к форме.

В качестве подтверждения химического разрушения и выноса силикатов могут рассматриваться результаты валового химического анализа донных отложений гнамм. Содержание SiO_2 в них составило от 64 до 70%, в то время как в коренных гранитах массива по данным Аникеевой (1964) оно составляет в среднем порядка 76%.

Сканирующая электронная микроскопия образцов гранитов показала существенное их биохимическое преобразование — множественные следы травления минеральных зерен, образование кавернозных и сотовых структур в полевых шпатах. На снимках отчетливо дешифрируются грибные микроколони, апотеции накипных лишайников, мицелий микромицетов. Спектральный анализ даже на визуально относительно малоизмененных минеральных зернах во многих случаях, наряду с обычными для породообразующих минералов гранита элементами, показал значимое присутствие углерода (до первых десятков процентов), что может быть связано с образованием пленок из продуктов жизнедеятельности микроорганизмов (например, с формированием ок-

салатных комплексов). Биопленки легко дешифрируются и макроскопически на бортах и днищах гнамм.

Наряду с гнаммами, в пределах Каркаралинских гор установлено и наличие парагенетически связанных с ними форм субрельефа. Они представлены как совсем небольшими полостями, заключенными между матрацевидными отдельностями, типичными для гранитов, так и существенно более крупными пещерами. Первые распространены практически повсеместно в пределах массива и представляют собой результат совместного действия силикатного карста и механической работы потоков, фильтрующихся во время эпизодов стока по трещинам отдельности. Размеры их невелики: высота потолков не превышает первых сантиметров. Однако местами, на участках, где расседание гранитных блоков вскрыло их внутреннее устройство, отмечаются и более крупные формы, размерами в десятки сантиметров, как правило, приуроченные к пересечениям разных систем трещин.

Крупных полостей — пещер — на данный момент в пределах Каркаралинских гор достоверно известно пять. Пещера, расположенная в пределах массива Шанкоз образовалась в результате обрушения крупного гранитного блока при расседании массива и представляет собой систему полостей под крупными (метры — десятки метров) обломками. К силикатному карсту, таким образом, она прямого отношения не имеет. Четыре другие известным нам пещеры расположены в восточной части массива, немного севернее г. Каркаралинск. Все они локализируются в пределах глубоких долин-ущелий, расчленяющих внешние тектоно-денудационные склоны массива. Наиболее выразительные из них — пещеры урочи-

ща Маликсай — имеют вид открывающихся в нижней части отвесного скального уступа примерно на одном гипсометрическом уровне гротов. Самая протяженная из пещер имеет суммарную длину до 15 м и состоит из двух изометричных в плане залов диаметром до 7-8 м и высотой потолков до 2 м. Днище залов пологовогнутое, напоминает по морфологии гнаммы-котловины с небольшими застойными водоемами. Гранит, слагающий стены пещер, несет следы существенных химических преобразования, местами — каолинитизирован. По стенкам и дну широко развиты биопленки. Морфология пещер, следы периодического стока воды через них, а также характер изменений вмещающей породы позволяет с большой долей уверенности говорить о ведущей роли силикатного карста в их формировании.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

- Аникеева, Н.Ф. Каркаралинский интрузивный комплекс – М.: Наука, 1964. – 155 с.
- Сваричевская, З.А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования – Л.: ЛГУ, 1961. – 296 с.
- Vidal-Romani, J.R., Twidale C. Landforms and Geology of Granite Terrains – CRC-Press, 2005. – 354 p.
- Migoñ, P. Granite Landscapes of the World – Oxford University Press, 2006. – 384 p.
- Wray, R.A.L., Sauro, F. An updated review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites // Earth-Science Reviews. – 2017. – Vol. 171. – p. 520-557.

ДЕФОРМАЦИИ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РАЗМЫВАЕМЫХ БЕРЕГАХ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Боголюбский В.А., Кажукало Г.А., Разумовский Р.О.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
bogolubskiyv@yandex.ru

Аннотация. Деформации в рыхлых отложениях на побережье Самбийского полуострова имеют широкое распространение. Они представлены как складчатыми нарушениями, так и разрывными; отдельно выделяются деформации вспучивания. По генезису деформации делятся на гляцио-, криодислокации и тектонические деформации. Такое разнообразие морфологических и генетических типов предопределено различными факторами, ведущими из которых являются тектоническая активность в регионе, присутствие покровных оледенений и литологический состав отложений. Большая часть гляциотектонических нарушений связана с особенностями строения кровли дочетвертичных отложений, а тектонические нарушения приурочены к разрывным зонам осадочного чехла. Криогенные дислокации имеют повсеместное распространение.

Ключевые слова: складки, сбросы, криотурбации, палеоврезы, диапиры

Введение. Район исследования располагается на территории Самбийского полуострова, являющейся сейсмически активной, что подтверждается землетрясением 2004 года, которое предположительно связано с тектонической активностью Самбийского горста. Местность неоднократно подвергалась оледенениям, а при отступлении ледника находилась в перигляциальной зоне. С оледенениями связаны эпейрогенические движения земной поверхности, особенно контрастные на сводах горста (Рогожин, 2010), который также играл роль структурного барьера на пути движения ледника. Все эти факторы предопределили широкое распространение различных видов деформаций в отложениях, слагающих береговые уступы. Целью данной работы является изучение деформаций в рыхлых отложениях Самбийского полуострова, выделение их генетических типов и особенностей географического расположения. В ней не рассматриваются нарушения, свя-

занные с оползневыми и подводно-оползневыми процессами. В работе использовались материалы, полученные авторами в ходе изучения разрезов на размываемых берегах, а также предшествующие работы по деформациям Самбийского полуострова и иных территорий, из которых выделяется работа Рогожин, 2010, где объясняются факторы, приведшие к Калининградским землетрясениям 2004 г. и описываются потенциально сейсмоопасные зоны. В статье Бискэ и др., 2012 подробно освещены ледниковые дислокации в пределах Самбийского полуострова. Важным источником информации послужили разрезы к геологическим картам Германской империи, на которых отмечены многие нарушения (Geologische..., 1914).

Характер деформаций. В пределах Самбийского полуострова выделяется значительное разнообразие деформаций по морфологическому признаку. Рассмотрим морфологическую классификацию выявленных деформаций в рыхлых отложениях.

Среди *складчатых деформаций* по соотношению залегающих пород в пределах изучаемой территории выделяются как синклинальные, так и антиклинальные складки. Они, как правило, асимметричны, крутизна крыльев колеблется от 7-10° до 60-70°, крылья прямые или выпукло-вогнутые. Важной особенностью данных деформаций также являются меньшие мощности слоёв в ядре антиклинальных складок в сравнении с крыльями, а их установленная ширина достигает до 4-6 м. В некоторых случаях они симметричны и чередуются с синклиналиями. Складчатые деформации также представлены в виде диапиров, достигающих 6 м в ширину. Крылья диапиров — прямые, видимая амплитуда достигает 3 м, а угол наклона — 75-80°. Выделяются также мелкие опрокинутые складки шириной около 50-60 см и высотой до 30 см. По положению осевой поверхности преобладают прямые и наклонные складки, амплитудой от первых сантиметров до первых метров. Однако присутствуют и набегающие складки роллового типа, лежащие и ныряющие, достигающие в высоту 7-8 м (Бискэ и др., 2012). Также были обнаружены и опрокинутые складки субмеридионального простирания с углом падения до 60°.

Разрывные нарушения представлены чешуйчато-надвиговыми нарушениями, малоамплитудными сбросами и взбросами, а также сериями трещин. Чешуйчато-надвиговые деформации представляют собой сложные образования с амплитудой до 20 см. Часть прослоев надвинута под углом от 6-8° до 20°, часть надвигов имеет коленообразную форму. Смещение по этим разрывам происходит с амплитудой до 55-60 см.

Сбросовые разрывы также в большом числе обнаружены на территории работ.

Средние параметры составляют: угол падения — от 50-60° до субвертикального, длина до 20 м, ширина до 5 см со смещением от 2 до 50 см. Взбросы характеризуются меньшей длиной — до 5 м, смещением не более 10 см и сопоставимыми углами падения — от 50° до субвертикальных. Зачастую такие разрывные нарушения приурочены к крутонаклонным сбросам.

Деформации вспучивания представлены песчаными линзами мощностью до 1,5 м и небольшими деформациями — языками, фестонами, знаками ряби, песчаными карманами, завихрениями, а также мелкоскладчатыми деформациями с амплитудой до 10 см. Все они характеризуются приуроченностью к слоям с неоднородным механическим составом и преимущественно — к обводнённым суглинкам.

Генезис деформаций. Наиболее часто гляциотектонические деформации можно наблюдать во флювиогляциальных плейстоценовых отложениях, представляющих собой суглинки и супеси и распространенных в пределах Калининградской области достаточно неравномерно (Харин, Ерошенко, 2013), но могут быть обнаружены и в более ранних эоценово-олигоценых алевролитах (Бискэ и др., 2012).

Все гляциотектонические деформации, выявленные в ходе полевых работ, можно подразделить на три группы. Первая группа представляет из себя прямые, наклонные и опрокинутые складки, наблюдающиеся, главным образом, в озерно-ледниковых песках и в поздневалдайских моренных отложениях и вытянутые субмеридионально. Ключевым маркером для них является наличие асимметричного характера крыльев, образованного в результате волочения пластичного материала под подошвой ледника

(Бискэ и др., 2012). В районе мыса Гвардейский складки встречаются и в олигоценовых отложениях, преимущественно песчаных. Ориентировка их также субмеридиональная, что соответствует направлению движения ледника.

Ко второй группе относятся диапировые складки, образующиеся за счет выдавливания талого водонасыщенного субстрата в трещины активного ледника (Горбатов, Никонов, 2015). К основным генетическим признакам относятся разорванные слои и субвертикальное положение крыльев (Левков, 1980). По морфологическим и морфометрическим характеристикам эти деформации представляют из себя антиклинальные складки, наиболее крупные из которых достигают в высоту порядка 6-7 метров, с интенсивно смятым ядром, распространенные в суглинках и песках преимущественно позднеплейстоценового возраста.

Зачастую диапиры и складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями: как пологими, так и крутыми сбросами и надвигами, осложняющими ядра или крылья складок. Присутствие данных разрывов свидетельствует об образовании нарушений непосредственно в ледниковое время, а в ходе последующего движения ледника были образованы разрывы (рис. 1а).

Третья группа включает в себя чешуйчато-надвиговые нарушения, сформировавшиеся благодаря повышенному давлению ледника на склон, сложенный коренными породами (Горбатов, Никонов, 2015). В ходе работ они были обнаружены в районе устья реки Забавы и характеризуются наслаиванием небольших линз породы друг на друга под углами, не превышающими 20° , что указывает на их принадлежность к гляциотектоническим деформациям. Часть надвигов

характеризуется коленообразной формой.

Ввиду того, что интерпретация деформаций криогенного генезиса осложнена сходством признаков криогенных и гляциотектонических процессов, такие деформации явственно определены лишь в нескольких разрезах.

Криогенные деформации представляют собой дислокации, формирующиеся при вспучивании увлажнённого осадка при его промерзании в условиях многолетней мерзлоты (криотурбации), растрескивании грунта с образованием клиньев льда или при солифлюкционных процессах (Горбатов, Никонов, 2015). На изучаемой территории чётко выделяются лишь криотурбации, характеризующиеся неравномерными структурными деформациями: небольшими языками, завитками и завихрениями, фестонами и прямыми и наклонными складками языковатой формы, амплитудой не превышающими 10 см (рис. 1б).

Деформации криогенного генезиса приурочены к межморенным водно- и озёрно-ледниковым толщам, в которых наблюдается ритмичное переслаивание слоёв с разным гранулометрическим составом. Горизонты, подверженные криотурбациям, имеют волнистую либо неясную слоистость, в которых выделяются песчаные «карманы» и вышеописанные проявления мерзлотных процессов.

Нетипичным проявлением криогенных деформаций может послужить криодиапиризм, обнаруженный в толще моренных суглинков в разрезе у м. Гвардейский. Диапир имеет высоту около 30 см, ширину по подошве 50-60 см, сопряжён с небольшими складками языковатой формы и завихрениями.

Тектонический генезис дислокаций

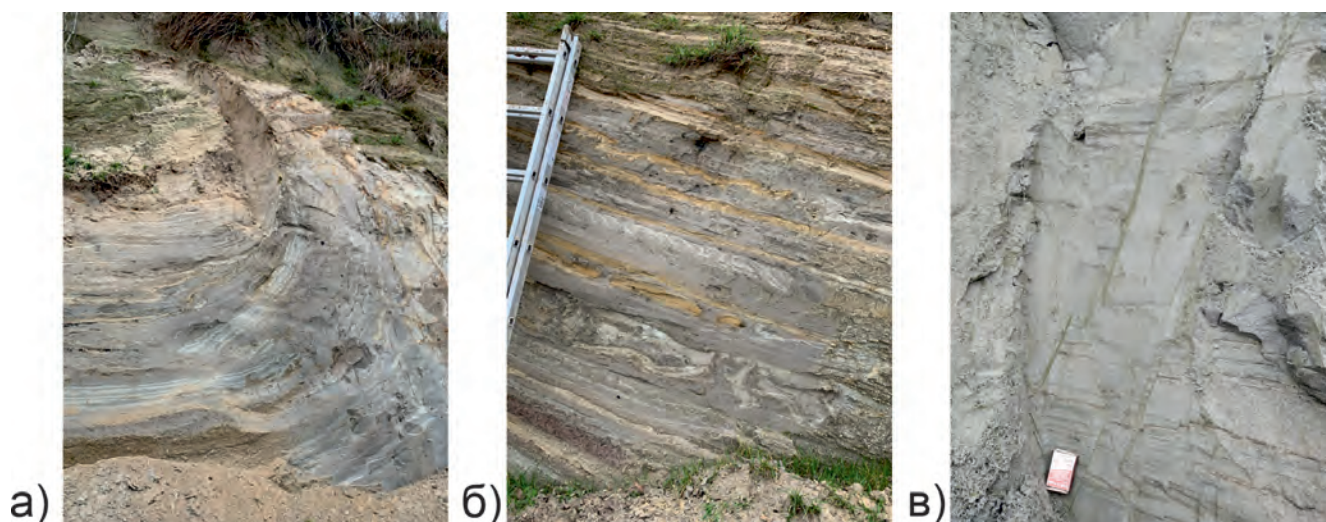


Рисунок 1. Примеры нарушений: а) гляциодиапир с мелкими надвигами в основании в озёрно-ледниковых ленточных глинах на северном побережье Самбийского п-ова (фото Смирновой А.); б) криотурбации в прослоях озёрно-ледниковых ленточных глин на северном побережье Самбийского п-ова (фото Смирновой А.); в) серия крутонаклонных сбросов и взбросов в миоценовых песках западного побережья Самбийского п-ова (фото Денисовой А.)

может быть уверенно установлен в деформациях на западном побережье Самбийского полуострова. К этим нарушениям могут быть отнесены серии сбросов, прослеживаемые к западу от пос. Донское в толщах миоценовых песков (рис. 1в, Бискэ и др., 2012). Главным признаком, указывающим на тектоническое происхождение данных нарушений, является угол падения плоскостей смещения, составляющий более 70° и уменьшающийся только к подножию склона (Палеосейсмология, 2011). Их близкое расположение к Светлогорско-Полесской разломной зоне (сдвиг) (Рогожин и др., 2014) свидетельствует о том, что они являются оперяющими структурами последней, а их расположение в потенциально сейсмоактивной зоне с мгновенной магнитудой землетрясений M_w до 5 является достаточным для возникновения разрывных нарушений в наиболее неустойчивых песчаных отложениях (Палеосейсмология, 2011). Подобные нарушения могут наблюдаться при

просадках песков и отседаниях, но простирание разломов вкрест склона, присутствие взбросов и наличие чётко выраженных зон смещения позволяют говорить об обратном. С помощью программы FaultKin, (Allmendinger et al., 1989) было выяснено, что разрывы образовались в условиях транспрессии, что является близким к кинематике Светлогорско-Полесской разломной зоны.

Как тектонические нарушения можно идентифицировать и складчатые деформации в береговом уступе вблизи пос. Донское, наблюдающиеся в предположительно олигоценых алевrolитах. Они были сформированы в ходе консидементационного складкообразования в ходе палеогеновых тектонических движений (Михневич, 2015), о чём свидетельствуют меньшие мощности слоёв в ядре антиклинальных складок в сравнении с крыльями. Перекрывающие их неогеновые пески при этом не деформированы.

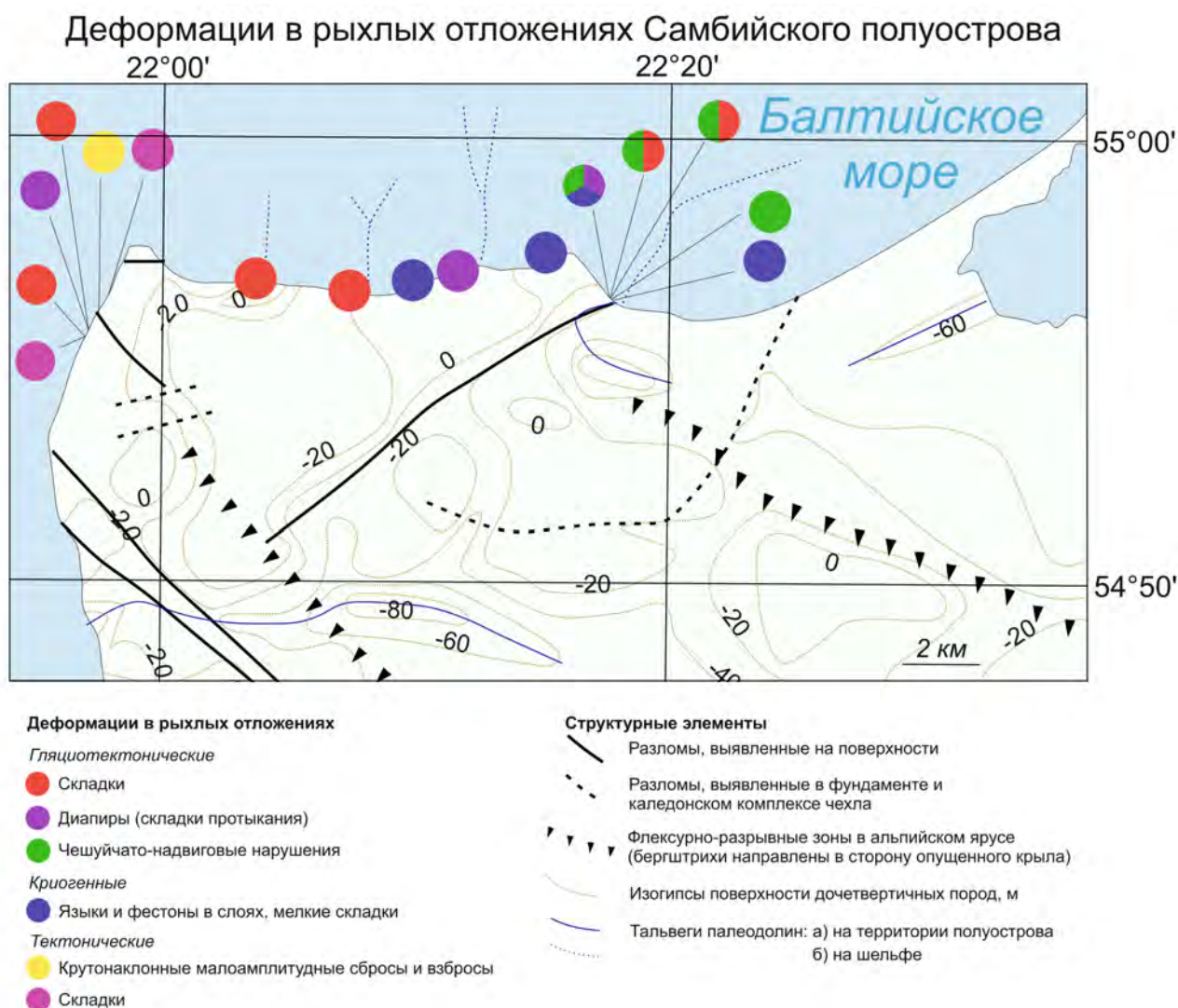


Рисунок 2. Расположение различных типов деформаций на территории Самбийского полуострова (по данным полевых наблюдений и Бискэ и др., 2012, Харин, Ерошенко, 2013)

Таким образом, все генетические типы деформаций Самбийского полуострова чётко различаются по ряду признаков: для гляциодислокаций характерны охват значительных мощностей пород, асимметрия структур и наличие пологих разрывов; для криодислокаций характерны меньшие размеры, приуроченность к глинистым породам и языковатая форма; на сейсмодислокациях указывают величины падения и простирания структур, их соотношение с другими структурами и значительная мощность от-

ложений, подвергнутых деформациям.

Географическое распределение деформаций. Деформации в рыхлых отложениях распределены в береговых уступах Самбийского п-ова достаточно неравномерно (рис. 2). Они приурочены к участкам с наиболее ослабленными породами и к палеоврезам речных долин. Некоторые дислокации расположены в непосредственной близости от Пионерского разлома и Прегольской разломной зоны, практически все остальные гляциодислокации располага-

ются в пределах погребённых врезов, что, по-видимому, связано с повышенным давлением тела ледника на отложения бортов врезов. Гляциодиапиры часто расположены на границе ледниковых отложений и отложений иного генезиса, как правило, содержащих меньшее количество мелкодисперсных частиц. Данная взаимосвязь объясняется за счёт высокой обводнённости отложений ложа ледника и меньшего давления ледника по краям морены.

Сейсмодислокации были обнаружены только на западном побережье полуострова, где береговой уступ сложен мощными толщами олигоценых и миоценовых отложений. Образование разрывных нарушений связано с расположенной вблизи Светлогорско-Полесской сдвиговой зоной, тогда как складчатые деформации олигоценых толщ связаны скорее с зоной контраста вертикальных тектонических движений.

Криогенные деформации в большей степени тяготеют к слоям с резко различающимся механическим составом, поэтому их расположение не имеет чёткой географической привязки.

Таким образом, распространение гляцио- и криодислокаций в пределах Самбийского полуострова схоже с распространением аналогичных дислокаций в областях покровного оледенения (Левков, 1980, Vandenberghe, 2013). Сейсмодислокации приурочены как к поверхностным разрывам, так и к областям контрастных эпейрогенических движений. Причём разрывные нарушения имеют значительно меньшее распространение и иной стиль нарушений, например, в сравнении с Приладожьем (Агибалов, 2019), что, по-видимому, связано с интенсивностью и частотой сейсмической активности в Калининградском регионе.

Выводы. В ходе исследования выделены три типа деформаций в рыхлых отложениях Самбийского полуострова. Каждый из типов имеет свои генетические признаки. Для гляциодислокаций наиболее характерными являются складчатые и чешуйчато-надвиговые нарушения с пологой плоскостью сместителя. Часто они дополняют друг друга, что делает гляциодислокации отличными от всех прочих генетических типов нарушений. Среди криогенных деформаций выделяются фестончато-языковатые нарушения границы песчаных и глинистых отложений, образованные в результате криотурбаций. Тектонические нарушения, как правило, представлены крутонаклонными сбросами и реже взбросами, приуроченными к разрывным зонам. Построения фокального механизма также подтверждают их генезис. Тектонические и ледниковые деформации распределены весьма неравномерно по территории Самбийского полуострова и в значительной мере приурочены к разрывным зонам и погребённым врезам дочетвертичного рельефа, тогда как криогенные деформации не имеют чёткой привязки к тем или иным структурам, однако располагаются в зоне контакта отложений с резко различающимся механическим составом.

Авторы выражают благодарность всему коллективу экспедиции 2020 г. на Самбийском полуострове и руководству кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, руководству базы БФУ им. И. Канта за содействие в организации и проведении полевых работ, а также Ерёменко Е.А. за консультации в ходе работы. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Агибалов, А.О. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях северного Приладожья как индикатор сеймотектонических процессов // Вестн. Моск. Ун-та. Серия. 4. Геология. – 2019. – №2. – С. 17-22.

Бискэ, Ю.С., Конопелько, Д.Л., Фидаев, Д.Т., Захарьева, Е.В. Гляциодислокации северо-западного побережья Самбийского полуострова // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2012. – Вып. 4. – С. 59-64.

Горбатов, Е.С., Никонов, А.А. Дислокации в озерно-ледниковых отложениях Ленинградской области: феноменология, типизация, вопросы генезиса / Современная тектонофизика. Методы и результаты: Матлы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. Отв. ред. Ю.Л. Ребецкий. – М.: ИФЗ, 2015. – С. 67-73.

Левков, Э.А. Гляциотектоника – М.: Наука и техника, 1980. – 280 с.

Михневич, Г.С. Особенности строения поверхности дочетвертичных отложений на территории Калининградской области // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2015. – Вып. 3. – С. 21-35.

Рогожин, Е.А. Активная тектоника района Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2010. – Т. 37. №3. – С. 5-20.

Рогожин, Е.А., Овсяченко, А.Н., Гор-

батилов и др. Оценка сейсмической опасности г. Калининграда в детальном масштабе // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2014. – №4. – С.19-27.

Палеосейсмология / под ред. Дж. П. Мак-Каплина. Т. 1 (гл. 1-5) / пер. с англ. И.А. Басов, И.Ю. Лободенко, А.Л. Стром. – М.: Научный мир, 2011. – 560 с.

Харин, Г.С., Ерошенко, Д.В. Гляциотектонические дислокации и их влияние на устойчивость Калининградского морского побережья и Куршской косы / Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Сб. науч. ст. – 2013. – С. 171-178.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D. Structural geology algorithms: Vectors & Tensors – Cambridge. Cambridge University Press, 2012.– 302 p.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Maßstab 1:25000. Breite 54-55°, Länge 37-38°. Herausgegeben von der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt. Berlin, 1914.

Vandenberghe, J. Cryoturbations structures / Ed. by Elias S.A. The Encyclopedia of Quaternary Science, 2013.– Vol. 3. – P. 430-435

ЛЕДНИКОВЫЙ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**Боголюбский В.А., Фузеина Ю.Н., Потапова В.И., Посаженикова В.С.,
Болысов С.И., Еременко Е.А., Кирякова М.Н., Омельченко Ю.Г.**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
bogolubskiyv@yandex.ru, fuzeina@gmail.com*

Аннотация. Основная цель исследования — выделение региональных морфологических особенностей комплексов ледникового и водно-ледникового рельефа северной части Самбий-

ского (Калининградского) полуострова и их палеогеографическая интерпретация. Леднику последней балтийской стадии поздневалдайского оледенения принадлежит ведущая роль в формировании междуречных поверхностей большей части территории Самбийского полуострова. Согласно модели ICE-7G_NA (VM7) В.Р. Пелтье, мощность ледникового щита во время максимума оледенения составляла в изучаемом регионе 600-750 м. Территория находилась в краевой зоне оледенения, что обусловило высокую роль талых ледниковых вод в формировании облика рельефа. Граница поздневалдайского ледника в максимум оледенения проходила по Балтийской гряде в 150 км южнее изучаемого региона. Ледник окончательно отступил с территории около 14 тыс. лет назад. Среди ледниковых форм выделяются конечно-моренные гряды (чаще всего, с дочетвертичным ядром), холмисто-западинная моренная равнина и пологоволнистые поверхности, сложенные преимущественно мореной течения. Различия в морфологии ледниковых форм и комплекса рельефа в целом обусловлены, в том числе, расчлененным доледниковым рельефом. Водно-ледниковый рельеф представлен каналами и ложбинами стока талых ледниковых вод, камами. Полевые работы и интерпретация результатов выполнены участниками экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии в 2020 году.

Ключевые слова: ледниковый рельеф, морена, мертвый лед, ложбина стока, кам

Введение. Ледниковый и водно-ледниковый рельеф занимает большую часть территории Самбийского полуострова и формирует общий облик междуречных пространств. Он сформировался в поздневалдайское время и с тех пор был слабо изменён денудационными процессами (флювиальными, склоновыми и др.). Согласно модели ICE-7G_NA (VM7) (Roy, Peltier 2017), основанной на соотношении величины гляциоизостатического поднятия и вязкости мантии, мощность ледникового щита во время максимума оледенения составляла в регионе 600-750 м. Граница поздневалдайского ледника в максимум оледенения проходила по Балтийской гряде в 150 км южнее изучаемого региона (в районе Мазурского поозерья в Польше и Нижнего Литовского кряжа); ледник окончательно отступил с территории около 14 тыс. лет назад, перед этим 2 тыс. лет существовал в виде мёртвого льда (Guobyte, Satku, 2011). Основная цель исследования — выделение региональных геоморфологических особенностей комплексов

ледникового и водно-ледникового рельефа и их палеогеографическая интерпретация.

Результаты исследования. Общий облик рельефа междуречий сформирован в результате аккумуляции ледниковых отложений в ходе отступления балтийской стадии поздневалдайского ледника (рис. 1). Ледниковый рельеф сложен с поверхности мореной поздневалдайского (балтийского) возраста, представленной преимущественно средним суглинком с многочисленными обломками различного размера (от гравия и дресвы до валунов и глыб). Гранулометрический состав заполнителя морены изменяется от алевритистой тяжёлой супеси до тяжёлого суглинка.

В ледниковом рельефе территории выделяются три высотных уровня. Нижняя граница ледникового рельефа проходит по абсолютным высотам 6-7 м. Верхний уровень (от 35-50 до 86 м абс. выс.) представлен конечно-моренными грядами с перепадами высот до 20 м (рис. 2а). Второй уровень (от 13-15 до 35-50 м абс. выс.), сложенный ос-

новой мореной, представлен холмисто-западинной равниной с перепадом высот до 6-7 м (рис. 2б). Поверхности второго уровня обрамляют конечно-моренные гряды, в пределах изучаемой территории примыкающая к ним с севера. Ширина участков развития холмисто-западинного рельефа с севера на юг достигает 9 км. Третий высотный уровень (от 6-7 до 13-15 м абс. выс.) образовался в результате растекания абляционной морены при таянии ледника и представляет собой слабонаклонную пологоволнистую поверхность водно-ледникового шлейфа с перепадом высот до 2 м (рис. 2в). Этот уровень прислонен к участкам холмисто-западинной моренной равнины с севера и северо-востока, его ширина достигает 5,5 км.

Конечно-моренные образования (первый, верхний уровень) сложены перемытой мореной поздневалдайского возраста (средняя до лёгкой супесь с большим количеством обломочного материала). Они представляют собой субширотно вытянутые гряды, реже — хаотически расположенные поля моренных холмов. Холмы вытянуты по направлению гряды, их длина от 70 до 150 м, ширина — от 30 до 120 м, расстояние между ними 50-70 м. Вершинные поверхности слабовыпуклые с наклоном 2-4°, бровки плавные, склоны с выпуклым или слабоволнистым профилем крутизной 6-12°.

На юго-востоке территории мощность конечной морены уменьшается до 3 м, она перекрывает денудационные останцы, сложенные неогеновыми породами, по-видимому, послужившими преградой на пути движения ледника. Малые горы, западный останец, протягивающийся на 3,5 км с запада на восток, шириной 200-500 м, достигает 86 м абс. выс. (г. Тупая) при относительной высоте 36 м. Западная часть Малых

гор состоит из нескольких небольших холмов, имеющих слабовыпуклую (крутизна 2-4°) вершинную поверхность 100-200 м в диаметре, с седловинами протяжённостью 100-150 м, перепады высот до 2-3 м. Холмы имеют плавные бровки, склоны выпуклые или волнистые, имеют крутизну от 6-8° (г. Плоская) до 15° (Малые горы), причём северный и западный склоны круче южного и восточного на 2-3°, тыловые швы чёткие плавные.

Второй уровень ледникового комплекса характеризуется холмисто-западинным рельефом, представленным холмами, слегка вытянутыми в направлении север-юг. Их длина колеблется от 150-200 до 1000 м, а ширина — от 120-150 до 1000 м. Относительные высоты находятся в пределах от 4-5 до 10 м. Холмы имеют выпуклую в профиле форму. Вершинная поверхность плоская или слабовыпуклая с наклоном 1-3°, часто осложнена формами рельефа биогенного и антропогенного генезиса, её бровки плавные нечёткие. Склоны холмов имеют плоский или слабовыпуклый профиль, их крутизна изменяется от 2-3° до 7-8°. Расстояние между соседними холмами составляет от 100 до 300 м. В некоторых случаях они формируют моренные гряды, имеющие протяжённость от 300 м до 3-4 км. Холмы в пределах гряд отделены друг от друга седловинами с плавными очертаниями, глубиной 1,5-3 м.

На поверхностях конечной и основной морены между отдельными полями и грядами холмов встречаются западины. Они вытянуты в направлении с севера на юг, реже встречаются изометричные или субширотно вытянутые формы. Их длина по бровкам колеблется от 50 до 700 м, а ширина — от 30 до 450 м, глубина до 6-7 м, тыловой шов яв-

ляется плавным нечётким. Открытые западины служат началом небольших ложбин стока талых ледниковых вод или малых эрозионных форм. Выделяются замкнутые западины вытянутой формы, почти полностью занятые озёрами. Длина западин не превышает 120 м, ширина — 80 м, крутизна склонов до 8-10°. Длина озёр до 80 м, ширина — до 60 м.

Нижний (третий) уровень ледниковой аккумуляции представляет собой пологоволнистую поверхность, имеющую наклон 2-4° к северу, с перепадом высот 1-2 м. Граница между первым и вторым уровнями является нечёткой и сглаженной. Граница между поверхностью основной (второй уровень) и конечной (первый уровень) морены более резкая: тыловые швы всегда хорошо прослеживаются в рельефе, а пологая (2-4°) поверхность моренных холмов сменяется ровным склоном крутизной 6-12°.

Водно-ледниковый рельеф исследуемой территории включает в себя: ложбины стока талых ледниковых вод (ЛСТЛВ) и камы. ЛСТЛВ — вытянутые понижения в рельефе, которые отделяют друг от друга гряды и поля моренных холмов или отдельные холмы. Они ориентированы преимущественно субмеридионально. ЛСТЛВ обладают слабой извилистостью, часто сливаются друг с другом и, в конечном итоге, обрываются на современном береговом уступе. Их днища сложены флювиогляциальными отложениями поздневалдайского возраста, представленными слабосортированными песками или супесями с гравийно-галечным материалом. ЛСТЛВ распределены неравномерно и приурочены к гипсометрическим понижениям в ледниковом рельефе. Днища ложбин располагаются на абсолютных высотах от 7-10 до 30-35 м. В ЛСТЛВ, как пра-

вило, вложены речные долины и малые эрозионные формы.

По морфологическим характеристикам ЛСТЛВ разделяются на две группы. Первая включает в себя наиболее крупные ложбины, пересекающие весь Самбийский полуостров, по ним заложилась реки Светлогорка и Забава (рис. 2г).

ЛСТЛВ, в которую вложена р. Светлогорка, имеет ширину по бровкам от 500 до 800 м, глубина её вреза достигает 7-8 м ниже поверхности основной морены, склоны имеют крутизну 7-10°. Ширина днища ложбины — 100-150 м. В южной части ложбина прорезает конечно-моренную гряду. Глубина вреза увеличивается до 15-20 м, ширина по бровкам уменьшается до 300 м, а крутизна склонов увеличивается до 10-12°. Ширина ЛСТЛВ, в которую вложена долина р. Забава, несколько меньше: она колеблется (по бровкам) от 400 до 700 м, глубина её вреза достигает 6-7 м, склоны имеют крутизну 8-10°. По днищу ширина ложбины может достигать 300-350 м. Прорезая конечно-моренную гряду к востоку от Малых гор, ложбина также сужается (до 150-200 м) и углубляется (до 17-20 м), склоны увеличивают свою крутизну до 15-20°. Днище ложбины сохранилось лишь небольшими фрагментами, однако на некоторых участках оно характеризуется наличием двух уровней водно-ледниковых террас. В рельефе они выражены в виде пологонаклонных (1-3°) площадок с нечёткими бровками и тыловыми швами. Верхние имеют ширину от 40 до 120 м, наиболее низкая терраса, в которую непосредственно врезана долина, достигает ширины 250 м, выделенные уровни расположены на относительной высоте 5,5 и 4 м над уровнем русла реки, соответственно.

Судя по морфологии (в том числе, ее из-

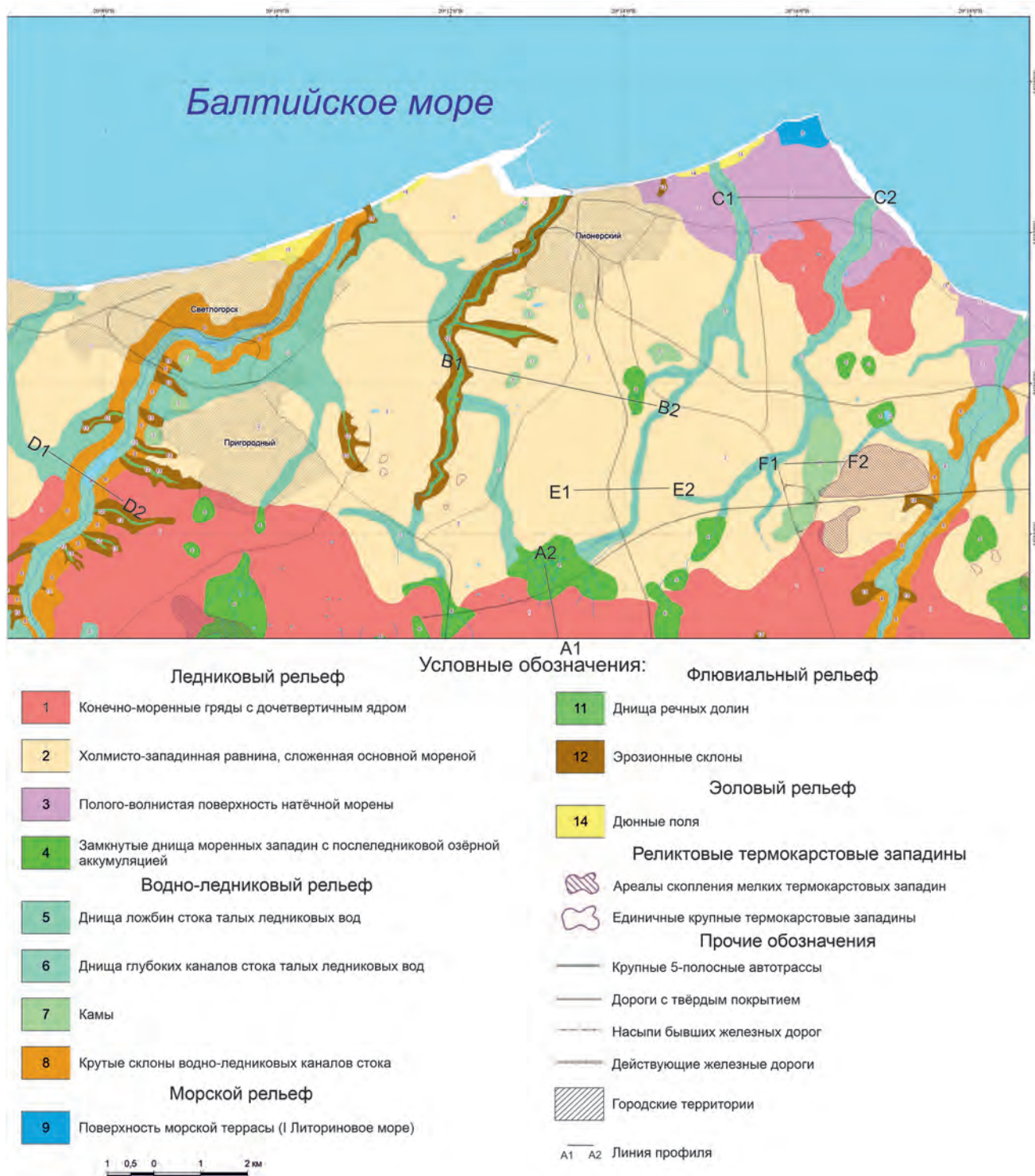


Рисунок. 1. Ледниковый и водно-ледниковый рельеф северной части Самбийского п-ова: фрагмент карты

менению при пересечении конечно-моренных форм) и плановым очертаниям, первая группа ложбин сформировалась как

подледниковые каналы стока в разные стадии валдайского оледенения (грудасскую и балтийскую) (Guobyte, Satku, 2011). Этим

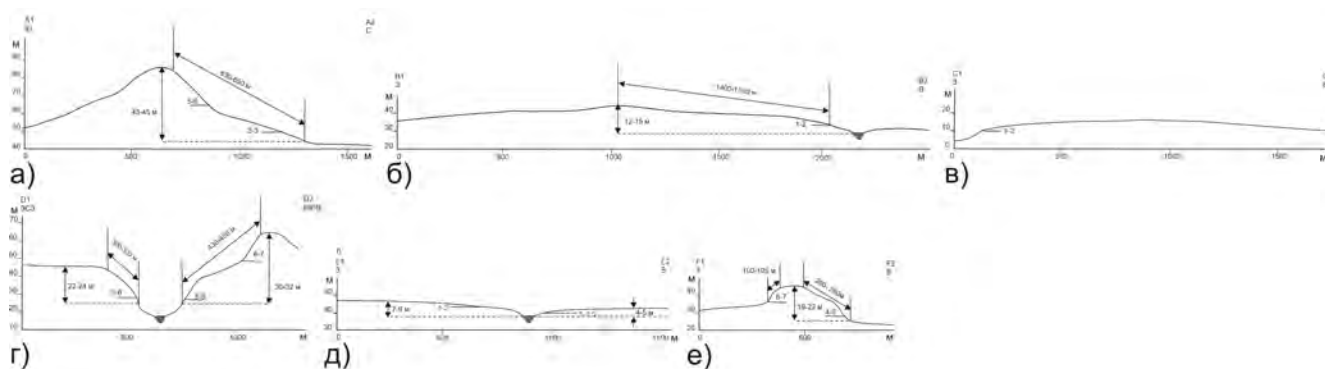


Рисунок 2. Профили: а) конечно-моренной гряды (верхний уровень — от 35-50 до 86 м абс. выс.), А1–А2; б) холмисто-западинной равнины (второй уровень — от 13-15 до 35-50 м абс. выс.), В1–В2; в) пологоволнистой равнины (нижний уровень — от 6-7 до 13-15 м абс. выс., С1–С2; г) ложбины стока талых ледниковых вод (канала стока), унаследованной долиной р. Светлогорки, D1–D2; д) ложбины стока талых ледниковых вод, унаследованной долиной р. Чистой, E1–E2; е) кам, F1–F2.

могут быть объяснены относительно большая глубина вреза данных ложбин и большая крутизна их склонов, по сравнению с остальными, а два уровня террас в ложбине, унаследованной долиной р. Забавы, свидетельствуют о наличии нескольких этапов в их развитии. Эти каналы стока могли частично заложиться и по дочетвертичным палеоврезам, прослеживающимся на абразионном уступе в месте впадения ложбин в море (Михневич, 2015).

Ложбины второй группы (рис. 2д) образуют характерную хаотическую сеть, сливаются друг с другом, разделяются на рукава (чаще всего, наблюдается бифуркация). Их днища имеют ровную или мелкобугристую слабоогнутую поверхность. Генеральный наклон днищ составляет 1-2° к северу, они часто подтоплены или заболочены, в днищах иногда присутствуют небольшие водоёмы и слабовыраженные русла временных водотоков. Ложбины врезаны в окружающие пространства второго уровня ледниковой аккумуляции на глубину от 2 до 5 м, их склоны обычно ровные, пологовогну-

тые или пологоволнистые и имеют наклон 3-4°, а бровки — нечёткие плавные. Тыловые швы, как правило, нечёткие, заплывшие. Иногда в днище ложбин встречаются эрозионно-денудационные останцы основной морены, возвышающиеся на 2-3 м над их днищем. Они были сформированы уже после окончания ледниковой аккумуляции в ходе стока многочисленных водных потоков с отступающего ледникового щита.

Камы неравномерно распределены по территории, большая их часть расположена на поверхности основной морены (второй уровень). Они представляют собой в плане округлые или вытянутые в направлении север-юг холмы. Их вершинная поверхность, обычно слабовыпуклая, с наклоном 2-4°, достигает в диаметре 60-80 м. Её бровки могут быть как чёткими плавными, так и нечёткими. Склоны обычно ровные или пологоволнистые, имеют крутизну от 6-7° до 10-12°. Относительные высоты колеблются от 6-8 м до 15-17 м. Камовые холмы обычно сложены песчаными или супесчаными отложениями с гравийно-галечными прослоями.

В некоторых случаях они перекрыты тонким (1-1,5 м) слоем морены. К юго-востоку от мыса Гвардейский расположена камовая гряда, состоящая из двух холмов, разделённых седловиной, по морфометрическим параметрам холмы схожи с остальными камами (рис. 2е).

Выводы.

1. Ледниковый и водно-ледниковый рельеф определяет морфологию междуречий Самбийского полуострова. Он слабо преобразован последующими процессами денудации и представляет собой первичную моренную равнину позднеплейстоценового возраста. Неровности дочетвертичного рельефа северной части полуострова во многом предопределили дифференциацию морфологических типов ледникового рельефа, сформированного на стадии отступления ледника. С юга на север здесь сформировались три высотных уровня: конечно-моренный, основной морены и морены течения (абляционной). Они повсеместно перекрыты поздневалдайской мореной разной мощности.

1. Взаиморасположение водно-ледниковых форм и моренных образований, а также их морфология позволяют заключить, что в период 26-17 тыс. л.н., когда территория была перекрыта одним из крупных языков покровного ледника, были сформированы глубокие подледные каналы, пересекающие главный водораздел территории с севера на юг и ныне унаследованные долинами рек Светлогорка и Забава. Позднее, в период 17-14 тыс. л.н. происходило таяние массивов мертвого льда, сопровождавшееся отложением основной и абляционной морен и формированием выделенных уровней ледниковой поверхности. Их расположение обусловлено строением доледникового релье-

фа и близостью Балтийского ледникового озера. На этом же, завершающем, этапе деградации оледенения была сформирована сеть ориентированных преимущественно на север небольших ложбин стока талых ледниковых вод. В целом, образованный на изучаемой территории ледниковый и водно-ледниковый рельеф характерен для полей таяния мертвого льда, что согласуется с данными, описанными в пределах соседней Литвы (Guobyte, Satku, 2011).

1. Образованные к концу позднего плейстоцена комплексы ледникового и водно-ледникового рельефа во многом предопределили общее положение и рисунок гидрографической сети полуострова, а их поверхности осложнены многочисленными формами иного генезиса (склонового, эолового, биогенного и др.). Рельеф северной части моренной равнины существенно влияет и на строение береговой зоны — на высоту клифов и расположение мысов на участках повышенной мощности морены или наиболее высоких холмов междуречья. Низкое содержание в морене наносов волнового поля контролирует дефицит наносов в береговой зоне, обуславливая отсутствие пляжей и преобладающую абразию на берегах.

Авторы выражают благодарность всему коллективу экспедиции 2020 г. на Самбийском полуострове и руководству кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также руководству базы БФУ им. И. Канта за содействие в организации и проведении полевых работ. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность

природопользования».

Литература

Михневич, Г.С. Особенности строения поверхности дочетвертичных отложений на территории Калининградской области // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2015. – Вып. 3.

Guobyte, R., Satku, J. Pleistocene Glaciations in Lithuania. in Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. Quaternary Glaciations — Extent and Chronology. –

Vol. 15. – 1st ed. Elsevier, 2011. – P. 231-246.

Roy, K., Peltier, W.R. Space-geodetic and water level gauge constraints on continental uplift and tilting over North America: regional convergence of the ICE-6G_C (VM5a/VM6) models // Geophysical Journal International. – 210(2). – p. 1115-1142. doi:10.1093/gji/ggx156.

URL: <http://www.atmosphysics.utoronto.ca/~peltier/data.php> (дата обращения 10.05.2020).

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА БЕЛОМОРСКО-КУЛОЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Бондарь И.В.¹, Бондарь В.В.², Авдонина А.М.³

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, bond@ifz.ru

²Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. Работа посвящена изучению новейшей тектоники Беломорско-Кулойского плато структурно-геоморфологическим методом Макарова В.И. и Макаровой Н.В. В основе данного метода лежит представление о том, что рельеф в новейшее время развивается стадийно. Стадия пенепленизации и практически полного выравнивания рельефа сменяется стадией поднятия. Вследствие поднятия понижается базис эрозии и пенеплен эродирован, образуя останцы — поверхности выравнивания. Возраст самой древней поверхности выравнивания в каком-либо районе указывает на время начала поднятия, а количество поверхностей выравнивания — на его интенсивность. Актуальность данного исследования связана с принадлежностью Беломорско-Кулойского плато к приарктическим территориям, которые в последнее время находятся под самым пристальным вниманием всей мировой общественности, претендующей на освоение Арктики. В результате работ была построена карта новейшей тектоники данного района, выявлены особенности развития поднятия в новейшее время.

Ключевые слова: Беломорско-Кулойское плато, новейшая тектоника, структурно-геоморфологический метод, поверхности выравнивания

Введение. Актуальность исследования связана с принадлежностью Беломорско-Кулойского плато к приарктическим территориям, исследованию которых в настоящее время отдается приоритетное значение в

связи с новым этапом развития Северного Морского пути, который берет свое начало, в том числе, и в Двинском заливе.

Район исследования расположен в Архангельской области, в междуречье рек Се-

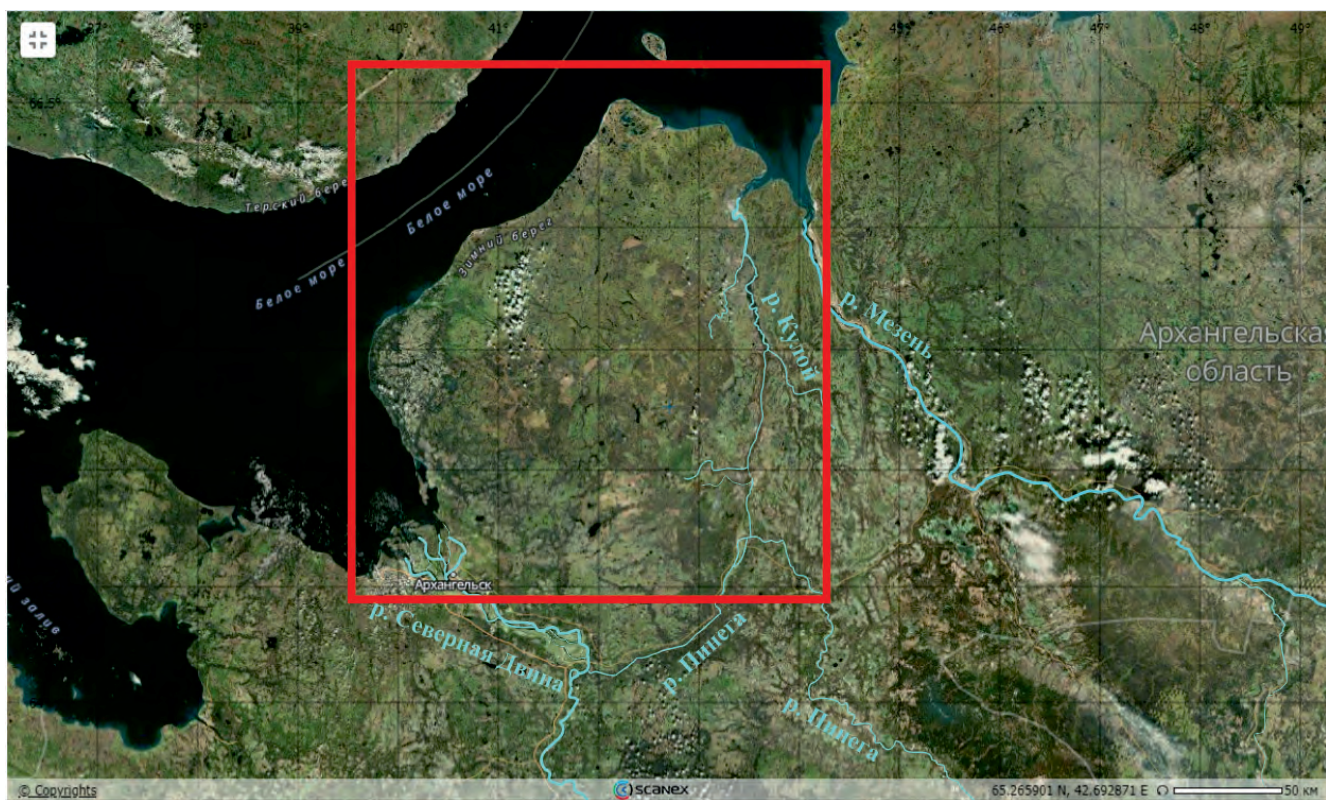


Рисунок 1. Расположение исследуемого района

верная Двина и Мезень (рис. 1).

Материалы и методы. Исследования в данной работе проводились с помощью структурно-геоморфологического метода Макаровой Н.В. (Макарова, 2015). В основе данного метода лежит представление о том, что рельеф в новейшее время развивается стадийно. Стадия пенепленизации и практически полного выравнивания рельефа сменяется стадией поднятия. Вследствие поднятия понижается базис эрозии и пенеплен эродирован, образуя останцы — поверхности выравнивания. Возраст самой древней поверхности выравнивания в каком-либо районе указывает на время начала поднятия, а количество поверхностей выравнивания — на интенсивность поднятия.

За основу были взяты топографические карты масштаба 1:1 000 000 Q-37 и Q-38. Также были привлечены данные с геологи-

ческих, геоморфологических карт. Возраст поверхностей выравнивания взят в соответствии с картой поверхностей выравнивания (карта поверхностей..., 1971).

Краткая характеристика исследуемой территории. Территория исследования относится к северной части Восточно-Европейской платформы. В геолого-структурном отношении район исследования расположен в зоне контакта Балтийского щита и Мезенской синеклизы. Фундамент расчленен на блоки, которые образуют систему сопряженных рифейских горст-грабеновых структур. Фундамент залегает на глубине 3 километра и сложен метаморфическими породами. Рифейские отложения имеют мощность 1,5 км (Объяснительная записка, 2012). Выделяют нижний, средний и верхний рифей. В целом он представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами,

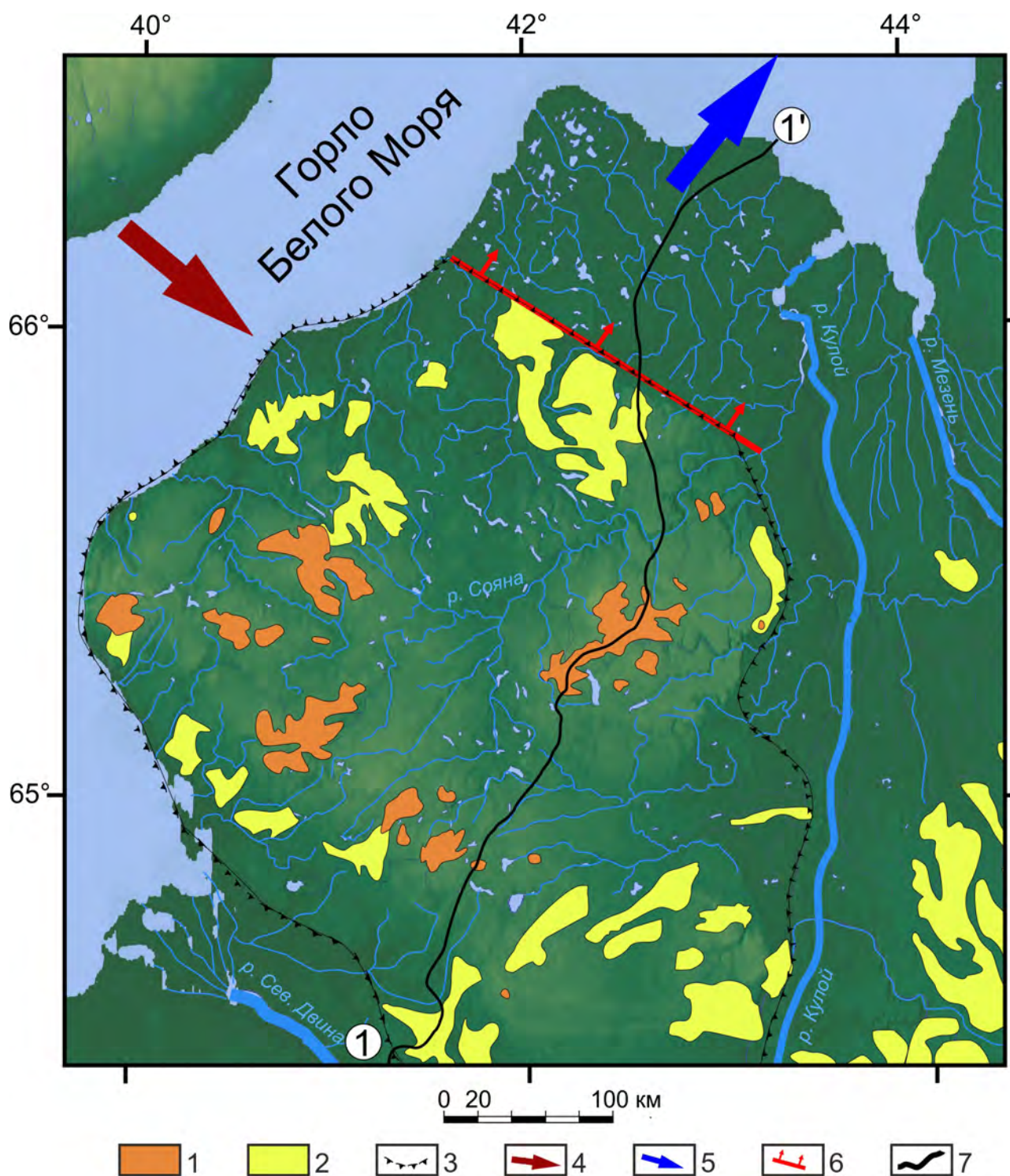


Рисунок 2. Карта новейшей тектоники Беломорско-Кулойского поднятия.

1 — поверхности выравнивания миоценового возраста (абс. высота 150-200 м); 2 — поверхности выравнивания плиоценового возраста (абс. отметки 100-150 м); 3 — граница Беломорско-Кулойского поднятия; 4 — направление горизонтальных напряжений сжатия со стороны Кольского полуострова; 5 — направление горизонтальных напряжений растяжения; 6 — разрывное нарушение сбросового типа; 7 — линия профиля 1-1'.

местами мергелями, доломитами и известняками. На рифейских отложениях несогласно залегают отложения венда, которые сложены аргиллитами, алевролитами, туфами, песчаниками, выше по разрезу появляются прослой глины. Мощность рифея равна 1 км.

На венде несогласно залегают отложения каменноугольной системы мощностью 500 м. Представлены осадочными породами: песчаниками, алевролитами, доломитами, редко ангидритами (Объяснительная записка, 2012).

На каменноугольных отложениях согласно залегают отложения пермской системы большой мощности — более километра. Отложения нижней перми представлены доломитами, известняками, песчаниками, реже гипсами, конгломератами. Отложения верхней перми — мергелями, глинами, алевролитами, известняками. Пермские отложения перекрыты четвертичными отложениями мощностью от 10 до 60 метров. Практически вся территория исследуемого района покрыта мореной Валдайского надгоризонта, осташковского горизонта неоплейстоценового возраста. Морена сложена суглинками, глинами. В современном рельефе преобладают плоские волнистые и пологоволнистые равнины.

В плане новейшей тектоники исследуемая территория относится к Кольско-Кулойской зоне поднятия (Макаров, 2007). Кулойское поднятие расположено на окраине интенсивного Кольского поднятия, что сказывается и на его форме, о чем будет сказано ниже.

По карте новейшей тектоники данная территория относится к зоне со слабой интенсивностью восходящих движений: от 0 до 2 мм/в год (Карта новейшей..., 1997).

Такую скорость поднятия подтверждают и в статьях (Репкина и др., 2017, 2019).

Результаты и обсуждение. В результате проведенных исследований была построена карта стадийности развития рельефа Беломорско-Кулойского плато с указанием новейших тектонических структур. В целом часть Беломорско-Кулойского плато от западного побережья до реки Кулой представляет собой неотектоническое поднятие изометричной формы с максимальной высотой над уровнем моря 220 м. Сама река Кулой, а также река Мезень и междуречье этих двух рек маркируют прогиб. Меридионально вытянутые русла в северо-восточной части прогиба могут свидетельствовать о сжимающих напряжениях, идущих как от Кулойского новейшего поднятия, так и от поднятия, расположенного восточнее р. Мезень (рис. 2).

Самая высокая и соответственно самая древняя поверхность выравнивания имеет олигоцен-миоценовый возраст, ее высота в центральной части поднятия равна 200-220 м. В северной части поднятия поверхностей такого возраста нет, а в южной олигоцен-миоценовые поверхности имеют высоту 150-160 м.

Наиболее широко развита плиоценовая поверхность выравнивания. На севере и в центре она имеет высоту 150-160 м, а на юге — 100-120 м.

В целом поднятие имеет асимметричную форму. Западная и северо-западная часть более поднятая, чем юго-восточная. На профиле (рис. 3) видно, что разновозрастные олигоцен-миоценовые и плиоценовые поверхности имеют разную высоту — наблюдается общая тенденция понижения поверхностей.

Такое отличие в высоте разновозраст-

ных поверхностей, а также асимметричная форма поднятия возможно связано с тем, что северная и центральная часть поднимаются быстрее, чем южная. В статье (Колодяжный, 2018) показано, что Кулойская зона — это склон крупного Кольского поднятия и именно от этого поднятия с северо-запада к Кулойской зоне направлены го-

ризонтальные напряжения. В соответствии с этим северо-западная часть Кулойского поднятия должна подниматься быстрее. Однако, фактически интенсивнее поднята не северо-западная часть поднятия, а западная и центральная.

В северо-восточной части поднятия некоторые исследователи (Карта поверхно-

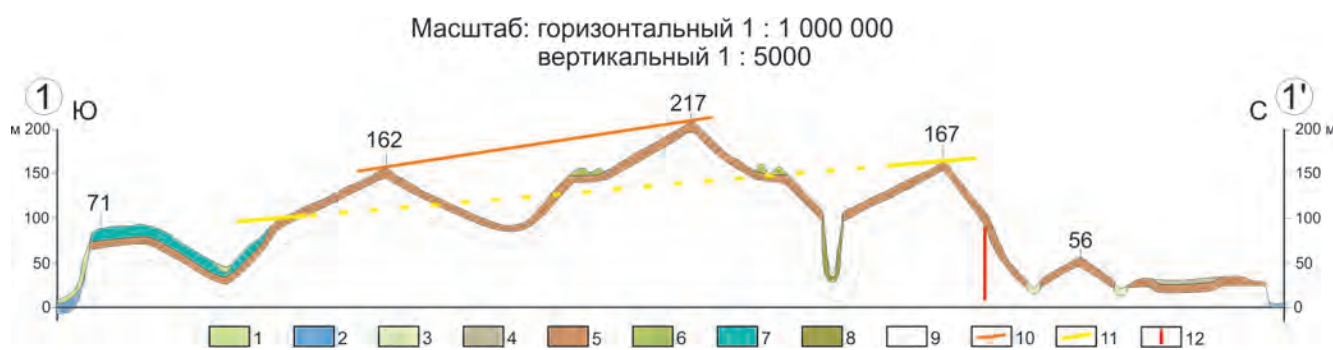


Рисунок 3. Геолого-геоморфологический профиль по линии 1-1'.

1-2 — неоплейстоцен, верхнее звено, четвертая ступень — голоцен: 1 — аллювиальные отложения ($a^2\Pi_4-N$), 2 — морские отложения ($m\Pi_4-N^1$); 3-4 — голоцен: 3 — аллювиальные отложения (aH), 4 — болотные отложения (plH); 5-8 — неоплейстоцен: 5 — морена основная нормально-пластовая ($g_{bn}\Pi^{os}$), 6 — флювиогляциальные отложения ($f\Pi^{os}$), 7 — ледниково-озерные отложения ($lg\Pi^{os}$), 8 — флювиогляциальные отложения шестой ступени ($f\Pi^{ms}$); 9 — условно показаны коренные отложения; 10 — поверхность выравнивания миоценового возраста; 11 — поверхность выравнивания плиоценового возраста; 12 — разрывное нарушение сбросового типа.

стей..., 1971; Карта новейшей..., 1997; Колодяжный, 2018) показывают разрывное нарушение северо-западного простирания сбросового типа. На профиле (рис. 3) можно видеть, что в этом месте в рельефе наблюдается изгиб и резкое понижение. Вся северо-восточная часть представляет собой равнину. Можно предположить, что данный разрыв является активным на новейшем этапе и на эту часть Кулойского плато действуют растягивающие напряжения, ориентированные на северо-восток. В связи с этим северо-восток плато не участвует в общем поднятии и возможно даже

погружается. Такое положение разрыва со сбросовым смещением, а соответственно и оси растяжения, хорошо согласуется со сказанным выше о действии на данную территорию сжимающих напряжений с северо-запада.

Выводы. Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

В раннем неогене Беломорско-Кулойское плато представляло собой пенеплен. В миоцене началось поднятие центральной и западной части, в плиоцене поднятие продолжилось уже на всем плато. Поднятие продолжается до сих пор.

Поднятие развивалось неравномерно — западная и северо-западная части плато поднимались быстрее, чем южная, на что указывает асимметричная форма поднятия и разная высота одновозрастных поверхностей выравнивания.

Неравномерное развитие объясняется влиянием горизонтальных сжимающих напряжений с северо-запада, где по соседству намного интенсивнее воздымается территория Кольского полуострова.

Разрывное нарушение в северо-восточной части поднятия является, по всей вероятности, сбросом, и северо-восточная часть Беломорско-Кулойского поднятия развивается в режиме растягивающих напряжений отдельно от общего поднятия, возможно, эта часть погружается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00613 А. Авторы выражают глубокую благодарность в.н.с. ИГ РАН и ГИН РАН Зарецкой Н.Е., заведующему лабораторией Геоморфологии ИГ РАН Швареву С.В. за предоставленный обширный материал по исследуемой территории, а также сотрудникам геологического факультета Макаровой Н.В. и Сухановой Т.В. за неоценимую помощь.

Литература

Карта новейшей тектоники Северной Евразии: м-б 1:5 000 000 / Гл. ред А.Ф. Грачев. Мин-во природных ресурсов России. — М.: ОИФЗ РАН, 1997.

Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Редакторы Герасимов И.П., Сидоренко А.В. Масштаб 1:2 500 000. Академия наук СССР. Министерство геологии СССР, 1971.

Колодяжный, С.Ю. долгоживущие

структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Тектоника плитного чехла // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. — 2018. — № 3. — С. 5-14

Макарова, Н.В., Суханова, Т.В. Геоморфология. М.: КДУ, 2015. — 414 с.

Макаров, В.И., Щукин, Ю.К., Юдахин, Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. — 2007. — №3. — С. 86-94.

Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаб 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 Мезень. Журавлев В.А., Куприн В.Ф., Лукьянова Л.И., Парамонова М.С. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. — 311 с.

Репкина, Т.Ю., Зарецкая, Н.Е., Шилова, О.С. и др. Юго-восточный берег горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 6. Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. СПб: ААНИИ, 2019. — С. 146-153.

Репкина, Т.Ю., Шилова, О.С., Зарецкая, Н.Е. и др. Развитие Зимнего берега Белого моря в позднеледниковье-голоцене по данным диатомового и радиоуглеродного анализов и георадарного зондирования / Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина (Москва, 2-3 февраля 2017 г.). Под ред. Т.А. Яниной, Т.С. Ключевиткиной. М.: Географический факультет МГУ., 2017. — С. 121-124.

ВЗАИМОСВЯЗЬ И ВЗАИМОЗАВИСИМОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ШАТОЙСКОЙ МЕЖГОРНОЙ КОТЛОВИНЫ

Гакаев Р.А.

Чеченский государственный университет, Грозный, Россия, rustam.geofak@yandex.ru

Аннотация. Шатойская котловина является частью одноименного оползневого района, одного из трех, находящихся в Чеченской Республике. На склонах котловины развиты простые оползни структурного и контактного срезающего типов, по мере развития переходящие в сложные оползни-потоки. Все оползни современные и чрезвычайно активные. Среди факторов, влияющих на образование и развитие оползней, важнейшую роль играет сейсмичность. Особенно интенсивным развитием характеризуются оползни на западном крыле синклинали, приуроченном к левому борту долины реки Аргун. Большое количество оползней развито в районе населенных пунктов Шатойского оползневого района: Пхамтой, Шерипово, Варанды, Вашиндарой, Рядухой, Борзой, Сюжи, Гуш-Корт и др. Характерным является развитие оползней на склонах с небольшой крутизной. Оползневые смещения в селе Памятой происходят в четвертичных отложениях, представленных суглинками. Стенки срыва составляют от 10-15 см до 50 см. Необходимо также отметить, что для исследуемого района характерно развитие оползней, образование и развитие которых обусловлено воздействием, главным образом, региональных факторов, таких как глинистый состав пород, физико-химические и деформационные особенности пород, обуславливающие их способность к быстрому разуплотнению и разупрочнению, неотектонические движения, донная и боковая эрозия, сейсмичность и гидрометеорологические факторы. Оползни данного района характеризуются большой активностью и поэтому играют важную роль среди современных рельефообразующих процессов.

Ключевые слова: величина поднятий, оползни–оплывины, котловина, нагрузка

Экзогенные геологические процессы, воздействие которых на жизнь и хозяйство людей как правило имеет катастрофические последствия, приводят к огромным материальным потерям. К таким можно отнести оползневые процессы, которыми охвачены предгорные и горные районы Чеченской Республики. Развитие этих процессов определяется сочетанием обстоятельств: литолого-стратиграфическими, тектоническими, климатическими, антропогенными и т.д. условиями и факторами, а также рельефом.

В геологическом строении Шатойской котловины принимают участие карбонатные породы верхнего мела, мергельно-гли-

нистые отложения палеоцена и эоцена, а также мощная пачка преимущественно глинистых пород майкопской серии. Коренные породы местами перекрыты глинисто-щебнистым делювием четвертичного возраста. Из четвертичных отложений в долинах рек развиты древнечетвертичные галечники, слагающие останцы высоких террас, иногда перекрытые делювиальными суглинками. На склонах широким развитием пользуются оползневые отложения глинистого состава. Это, как правило, тонкодисперсные пластичные глины, с высоким содержанием гидрофильных минералов типа гидрослюд и монтмориллонита. Отличительной их



Рисунок 1. Участок оползня близ селения Гуш-Корт

особенностью является легкая подверженность выветриванию. В процессе выветривания глины гидрагируются, разуплотняются, прочность их существенно снижается. При увлажнении набухают и размокают, переходят в пластичное состояние. Этими свойствами объясняется их высокая предрасположенность к развитию оползневых процессов.

Отдельные блоковые оползни наблюдаются в южной части Шатойской котловины. Они тяготеют к зоне контакта верхнемеловой известняковой плиты с нижнемеловыми аргиллитоподобными глинами и алевролитами (Царев, Клименко, 1967).

Рельеф Шатойского оползневого района прямой, низкогорный с абсолютными отметками от 600 до 1200 м и относительными превышениями 400-500 м. Энергия рельефа Черных гор, к которым относится Шатойская котловина, существенно выше, чем у передовых хребтов.

Оценивая геологические условия района, необходимо отметить, что незатронутыми оползневыми процессами остались узкие водораздельные участки между крупными балочными и речными системами, а также некоторые участки высоких террас, сложенных галечниками. Ввиду того, что целый ряд факторов регионального характера (неотектонические поднятия, эрозия, сейсмичность) продолжают интенсивно влиять на рельефообразующие процессы в настоящее время, в естественных условиях не наблюдаются стабилизация оползней. По этой причине в районе нет старых, уже стабилизировавшихся оползней.

Для оползней (потоки, оплывины), приуроченных к рыхлым четвертичным образованиям, основным показателем, определяющим критическую крутизну склона,

является мощность рыхлого покрова. Для их возникновения при прочих равных условиях требуется тем большая их мощность, чем положе склон. Наиболее крупные оползни-потоки (длиной до 3 км) приурочиваются к древнеоползневым ложбинам, имеющим уклоны в 6-10° (иногда до 25°), при мощности рыхлых накоплений до 10 м. Массовое проявление получили, небольшие по размерам оползни-потоки, оплывины, сплывы распространены на склонах с широким диапазоном крутизны от 6 до 35°, чаще всего в 2-5 метровой толще.

При зарождении сложнопостроенных оползневых систем, представляющих собой комбинированные смещения (скольжение, переходящее в течение), особую роль играет морфология денудированной поверхности, главным образом — степень ее эрозионной разработки. Гораздо менее опасны в оползневом отношении бассейны с развитой (выработанной) эрозионной сетью, где в тыловых западинах под торцевыми уступами моноклиальных плит сконцентрированы большие мощности недренированных древнеоползневых накоплений (Гакаев, 2016).

Анализ особенностей и факторов оползневой деятельности показал, что ее активность значительно различается по годам в зависимости от гидрометеорологических и тектонических условий, а также от техногенных воздействий на геологическую среду (Разумов и др., 2019).

Основными видами техногенной нагрузки на склоны в Шатойской котловине представляются следующие: прокладка линейных объектов и инженерных коммуникаций; изменение ландшафтной обстановки, интенсивная вырубка леса и кустарников на водоразделах и склонах; перегрузка склонов отвалами земляных работ, строительны-

ми и другими материалами, а также весом самих возводимых сооружений; уменьшение устойчивости горных склонов пород после уничтожения древесной растительности или вследствие неправильного сельскохозяйственного использования склонов.

В Черных горах активизация оползневых процессов в аномальные периоды естественного характера будет проявляться, как в развитии существующих форм оползней и склонов, так и возникновении новых.

Литература

Гакаев, Р.А. Особенности формирования ландшафтов и ландшафтно-оползневых зон Шатойской котловины / Геоло-

гия, геоэкология, эволюционная география. Труды международного семинара – Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, факультет географии, кафедра геологии и геоэкологии, 2016. – С. 283-286.

Разумов, В.В., Богданов, М.И., Богданова, Н.Д., Разумова, Н.В. Масштабы распространения и активность проявления оползневых процессов в Чеченской Республике // Геориск. – 2019. – Т. 13. – №2. – С. 34-51.

Царев, П.В., Клименко, А.И. Оползни Чечено-Ингушской АССР и методы борьбы с ними / Фонды СК ПТО, 1967.

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Галанин А.А.

*Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,
agalnin@gmail.com*

Аннотация. На основе дистанционного картографирования и полевых исследований установлено, что на более 60% территории Центральной Якутии и Восточной Сибири распространены эоловые рельеф и отложения позднечетвертичного возраста, представленные фациями корразионно-дефляционных останцов, каменистых (ветрогранниковых) дефляционных пустынь, песчаных дефляционно-аккумулятивных (дюнных) пустынь и ледово-лессовых (едомных) криостепей. Обсуждаются вопросы районирования и возраста эолового рельефа.

Ключевые слова: эоловый рельеф, пустыни, дюны, ветрогранники, неоплейстоцен, криолитозона, Центральная Якутия, Восточная Сибирь

На основе космических изображений высокого разрешения (0,5 м) GeoEye-1, WorldView-2 и цифровой модели рельефа AsterDem v2 (14-20 м) выполнено картографирование и пространственный анализ эолового рельефа Центральной Якутии. При идентификации эоловых форм использована терминология Б.А. Федорович (1983), руководство по дистанционному картографированию эолового рельефа (A Study of Global Sand Seas, 1979), а также работы

предшественников по эоловым образованиям Арктики и Субарктики — Центральной Якутии (Колпаков, 1983, Филиппов, Васильев, 2006, Rewe, Journaux, 1983 и др.), Северной Аляски (Black, 1951, Carter, 1981, Derbyshire, Owen, 2017).

Важнейшими признаками эоловых форм рельефа являются: аэродинамическая морфология (наличие плоскости симметрии); наличие ориентации; сопряженность ориентации как аккумулятивных (дюны), так и

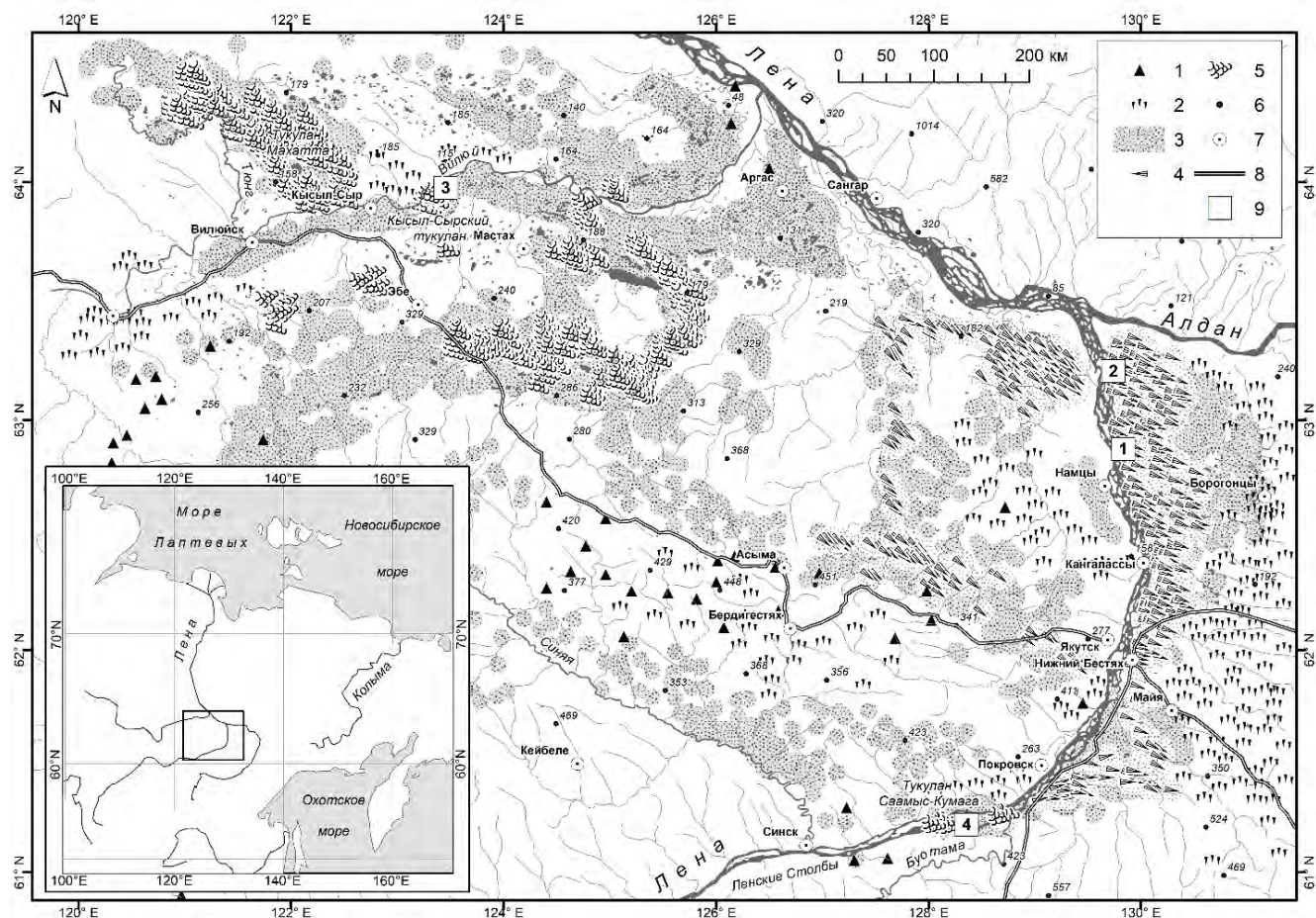


Рисунок 1. Схема распространения позднечетвертичных эоловых образований Центральной Якутии и положение опорных разрезов, рассматриваемых в настоящей статье. 1 — закрепленные эоловые пески последнего термического минимума (МИС 2), 2 — закрепленные копьевидные и продольные дюны Поздне-Дриасового похолодания (12,7–11,7 тыс. л.н.), 3 — незакрепленные и слабо закрепленные преимущественно параболические дюны (тукуланы) Малого ледникового периода (700–100 л.н.), 4 — ледово-лессовые плато с массивными ПЖЛ (МИС 3–МИС-2), 5 — дефляционные ветрогранниковые плато, 6 — отметки высот, 7 — населенные пункты, 8 — автодороги, 9 — обнажения с ярко выраженной границей Аллеред -Позднего Дриаса: 1 — Песчаная Гора, 2 — Харыяхлахское, 3 — Кысыл-Сырское, 4 — Усть-Буотамское

дефляционных (котловины и коридоры выдувания) элементов; выдержанность ориентации на значительной территории (десятки и сотни километров); направление движения аккумулятивных форм вверх по рельефу; пересечение и деформация элементов флювиального рельефа (русел, террас и долин) низкого порядка; расширение

верхних расчленение водоразделов (дефляционные коридоры). При дистанционном картографировании эолового рельефа важным аспектом является не только идентификация элементарных форм (дюны, барханы и др.), но всего комплекса.

В результате дешифрирования и заверочных полевых работ на ключевых участ-

ках установлено, что позднечетвертичные эоловые и криогенно-эоловые типы рельефа и покровных отложений занимают более 60% территории Центральной Якутии. Они представлены разнообразными фациальными наборами (дефляционные останцы, поля ветрогранников, различные типы дюн, покровы песков и лессовидных суглинков с массивными ПЖЛ и др.) и распространены на всех гипсометрических уровнях от низких речных террас до водоразделов (рис. 1). По степени доминирования аккумулятивных и дефляционных элементов можно выделить 3 основных типа рельефа — дефляционный, дефляционно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Дефляционный рельеф представлен аэродинамическими останцами коренных (кекуры, столбы) и рыхлых пород, дефляционными ветрогранниковыми равнинами и плато, котловинами и коридорами выдувания. Дефляционно-аккумулятивный рельеф образован песчаными покровами, крупными дюнными массивами (эргами), а также мелкими массивами и единичными накидными дюнами. Аккумулятивный эоловый рельеф представлен термоденудационными ледово-лессовыми равнинами и плато.

В пределах Центральной Якутии элементы позднечетвертичного эолового рельефа ориентированы преимущественно в юго-западном направлении. Распределение разных типов эолового рельефа в Центральной Якутии подчиняется высотной поясности и пространственной зональности.

Так в пределах Лено-Вилуйского водораздела, включая весь бассейн р. Синей (левый приток р. Лены), а также истоки р. Тонгуа и Чыбыла (правые притоки Вилуя) вплоть до левобережья р. Лены в верхнем ярусе рельефа в интервале высот

250-450 м распространены дефляционные ветрогранниковые плато (фацция каменистых пустынь) в сочетании с фрагментами ледово-лессовых плато (фацция лугов и криостепей), небольшими закрепленными и полужакрепленными дюнными массивами и супесчаными покровами (рис. 1).

На правобережье р. Лены в пределах 18-20-метровой (кердемской) и 45-75-метровой (бестяхской) террас (рис. 1) распространены дефляционно-аккумулятивные равнины, сложенные полого- и перекрестно-слоистыми дюнными супесями дьолкумиской свиты (Колпаков, 1983, Камалетдинов, Минюк, 1991, Галанин, 2018, Галанин, Павлова, 2019). На поверхности террас хорошо сохранились системы продольных, U-образных и копьевидных дюн юго-восточного направления, разделенные замкнутыми эллипсоидными котловинами выдувания. Ледово-лессовые отложения встречаются крайне редко. Современные незакрепленные дюнные массивы единичны и имеют небольшие размеры. Наиболее крупный из них Саамыс-Кумага (61.2087°с.ш.; 128.0579°в.д.) площадью около 3 км² расположен на поверхности Бестяхской террасы в 11 км к юго-западу от п. Улахан-Аан. Также известна своей аномальной высотой 120 м незакрепленная Ленская дюна (61.2388°с.ш.; 128.6294°в.д.) накидного типа, трассирующая бровку Бестяхской террасы на протяжении около 1 км.

Далее к востоку от долины р. Лены в пределах тунгулюнской, абалахской и маганской террас (Лено-Амгинское междуречье) в интервале абсолютных высот 175-350 м дюнные покровы полностью исчезают и сменяются аккумулятивными ледово-лессовыми плато (фацция едомных криостепей). В голоценовый этап позднеплейстоценовый

рельеф подвергся существенному площадному термокарсту и аласообразованию, поэтому данные формы целесообразно именовать термоабразионными ледово-лессовыми равнинами и плато.

В нижнем течении р. Вилюй (бассейн рек Тюнг, Чыбыла, Тангнары, Баппагай, Лунгха, Тюгене, Ситте, Кенкеме и др.) в интервале высот 100-250 м широко распространены цепочки дюнных массивов, протяженные коридоры и котловины выдувания. Особенной чертой этой территории является значительное количество позднеголоценовых массивов (тукуланов), сложенных незакрепленными параболическими дюнами. Суммарная площадь незакрепленных дюн в Центральной Якутии составляет около 3,2 тыс. км² (Галанин и др., 2018). Слагающие тукуланы элементарные дюны имеют относительно небольшие размеры и специфическую серповидную форму бровки. Средняя длина дюн варьирует от 100 до 150 м, а высота 3-6 м. В отдельных случаях длина дюн достигает 250 м, а высота превышает 20 м. Ширина элементарных котловин выдувания пропорциональна размерам дюн и варьирует в среднем от 50-150 м, глубина достигает 6-10 м.

Как древние, так и современные дюнные массивы ориентированы поперек речной сети, нередко деформируют русла водотоков и частично блокируют их сток, приводя к формированию цепочек полузамкнутых котловин с обширными болотами и многочисленными озерами (Кобяйские, Нежели, Бей, Быранатталах, Бёхтёе, Кюнде и мн. др.). Наиболее крупным эолово-подпрудным бассейном является котловина оз. Нежели (63.5981°с.ш.; 125.2602°в.д.) протяженностью около 35 км. Она ориентирована в юго-восточном направлении и возникла

в результате блокировки стока правых притоков Вилюя — рек Лунгха и Чорон-Юрх. Некоторые крупные котловины несут признаки относительно недавнего осушения, в том числе, катастрофического спуска в результате прорыва подпирающих дюнных массивов.

Большое число эоловых озер сосредоточено в пределах поздне-плейстоцен-голоценового песчаного массива (эрга) Махатта, блокирующего сток правых притоков р. Тюнг и Вилюя в 40 км к северу от г. Вилюйск. Его суммарная площадь, включая внутренние полузамкнутые котловины выдувания, составляет около 3,5 тыс. км².

Возраст разных типов позднечетвертичного эолового рельефа Центральной Якутии в настоящее время изучен недостаточно. Имеющиеся абсолютные датировки свидетельствуют, что ледово-лессовые (едомные) равнины и плато формировались преимущественно на протяжении каргинского (МИС 3) термохрона и сартанского криохрона (МИС 2) (Строение..., 1979, Галанин, 2019 и др.), причем пик аккумуляции едомной свиты пришелся на МИС 3. Супесчаные покровы и дюнные массивы формировались преимущественно во время сартанского криохрона и в позднем голоцене (Колпаков, 1983, Камалетдинов, Минюк, 1991, Галанин и др., 2018, Галанин, Павлова, 2019). Максимальный пик аридизации климата пришелся на время глобального термического минимума 18-20 тыс.л.н. Позднеголоценовое опустынивание также связано с похолоданием Малого ледникового периода в 13-19 вв. (Галанин, Павлова, 2019). Недавно в Центральной Якутии обнаружено несколько новых разрезов, в которых региональные почвы и пневые горизонты возрастом 14-13 тыс.л.н. (Беллинг-Аллеред)

погребены под дюнными покровами Позднего Дриаса (12,5-11 тыс.л.н.). Это указывает на всплеск эоловой активности на протяжении Поздне Дриасового похолодания.

Наименее изучен возраст фации каменистых ветрогранниковых пустынь и корразионно-дефляционных останцов (кекуров и столбов). По данным В.В. Колпакова (1983) формирование данных фаций связано со средне- и позднеплейстоценовым опустыниванием региона. Возможно, что крупные останцы, включая Ленские Столбы, являются наиболее древними четвертичными образованиями.

Литература

Галанин, А.А. Эоловый рельеф холодных регионов Восточной Сибири: вопросы генезиса и классификации / XXXVI пленум Геоморфологической комиссии Российской академии Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием – 2018. – С. 95-102.

Галанин, А.А. Позднечетвертичное опустынивание и вымирание мамонтового биома в Центральной Якутии / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции: в 2-х томах – 2019. – С. 23-27.

Галанин, А.А., Павлова, М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Ч. 2) // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII. – №1. – С. 3-16. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(3-16).

Камалетдинов, В.А., Минюк, П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР – М.: Наука, 1991. – №60. – С. 68-78.

Колпаков, В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР – М.: Наука, 1983. – №52. – С. 123-131.

Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии / под ред. Е.М. Катасонова. – Новосибирск: Наука, 1979. – 95 с.

Федорович, Б.А. Зональность эолового рельефообразования. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь – М.: Наука, 1983. – 236 с.

Филиппов, В.Е., Васильев, И.С. Перигляциальный рельеф Лено-Вилуйского междуречья // География и природные ресурсы. – 2006. – №4. – С. 82-86.

Black, R.F. Eolian deposits of Alaska // Arctic. – 1951. – Vol. 4. – №2. – P. 89-111.

Carter, L.D. A Pleistocene Sand Sea on the Alaskan Arctic Coastal Plain. USGS Staff Published Research 924. 1981. URL: <http://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/924>.

Derbyshire, E., Owen, L.A. Glacioaeolian processes, sediments, and landforms. Past Glacial Environments. Ed. J. Menzies, J. van der Meer. – Elsevier, 2017. – P. 273-308. DOI:10.1016/B978-0-08-100524-8.00008-7.

Pewe, T.L., Journaux, A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. / Geological survey. Professional paper 1262. Washington. United States Government Printing Office, 1983. – 46 p.

Waters, M.R., Forman, S.L., Pierson, J.M. Late quaternary geology and geochronology of Diring an early Paleolithic site in Central Siberia // Quaternary Research. – 1999. – № 51. – P. 195-211. DOI: <https://doi.org/10.1006/qres.1998.2024>.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ЛАНДШАФТОВ ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ

Горбунов А.С., Бевз В.Н.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, gorbunov.ol@mail.ru

Аннотация. Выявлены некоторые закономерности в распространении оползневых ландшафтов в Воронежской области и установлена их территориальная организация. В качестве основы исследования выступали карты землепользования, ДДЗ, результаты полевых исследований. На первом этапе на их основе была подготовлена карта распространения оползней Воронежской области. Всего в пределах региона было выявлено более 1700 оползней, общей площадью 6217 га, размерами от 0.5 до 49.6 га. На втором этапе работ проводился пространственный анализ распространения оползней по основным морфоструктурным элементам, муниципальным образованиям, оперативно-территориальным единицам. Сопряженный анализ карты распространения оползней с геологической, тектонической и ландшафтной основами позволили выявить некоторые закономерности пространственной организации оползневых форм рельефа по физико-географическим зонам, подзонам, типам и вариантам местностей, тектоническим структурам. На третьем этапе исследования была создана ЦМР и проведен ее морфометрический анализ с выявлением уклонов, экспозиций, высот вершинной и базисной поверхностей, протяженности склонов, глубины эрозионного расчленения, показателей сноса и аккумуляции вещества, продольно-поперечной кривизны, топографического индекса влажности и ряда других параметров. Совмещение полученных моделей с картой распространения оползней способствовало выявлению некоторых новых закономерностей в формировании и распространении оползней в Воронежской области и позволило выявить особые сочетания экологически значимых факторов, предопределяющих образование региональных типов природной среды с динамической нестабильностью склоновых геосистем. Под типами природной среды в данном случае понимается отличающаяся некоторыми характерными чертами совокупность природных условий (абиотических, биотических, социально-экономических), в которых происходит формирование оползней.

Ключевые слова: оползни, оползневые процессы, типы природной среды, Воронежская область

Введение. Для целей перспективного территориального планирования, осуществления мероприятий по снижению риска неблагоприятных геоморфологических процессов, проведения экологической экспертизы проектов, формирования социально-экономических программ устойчивого развития необходима оценочная информация о специфике территориальной организации оползневых процессов и явлений. Не

является исключением и территория Воронежской области, где зафиксировано свыше 1700 оползней различного типа, площадью более 62 км².

Методы и материалы исследований. В распространении оползней на территории Воронежской области можно выделить целый ряд закономерностей, которые проявляются в рамках различных форм и уровней территориальной организации. Опыты

выявления некоторых закономерностей уже имели место в работах Оводова К.С. (1957), Трегуба А.И., Корабельникова Н.А., Глушкова Б.В. (1996), Бевза В.Н., Горбунова А.С. (2020) и др. Тем не менее, комплексное использование ставших уже традиционными и современных методов исследования (классификационного, ландшафтно-оползневого районирования, геоинформационного картографирования и моделирования) позволяет уточнить и детализировать специфику территориальной организации оползней в регионе.

Результаты и обсуждение. Проведенное картографирование оползней (рис. 1) позволило выявить неравномерность их распространения. Так было установлено, что более 70% всех оползней (44,7 км²) приурочены к Среднерусской возвышенности. По этому показателю ей заметно уступают и Калачская возвышенность (17,1 км²) и Окско-Донская низменная равнина (1,9 км²). Размещение оползней в регионе носит очаговый характер. Очаги могут быть приурочены:

- к междуречным пространствам. В пределах Калачской возвышенности в этом отношении выделяются междуречья Осереды и Толучеевки, Битюга и Осереды, Дона и Битюга; Среднерусской — Девицы и Потудани, Потудани и Тихой Сосны, Тихой Сосны и Черной Калитвы; Окско-Донской низменной равнины — Вороны и Карачана. Наблюдаемая в настоящее время тенденция активного проявления оползневых процессов в верхних звеньях овражно-балочной сети, выходящих на водораздельные пространства, объясняется сохранностью здесь от размыва глинистых отложений (палеогеновых, неоген-четвертичных) с приуроченными к ним водоносными горизонтами;

- коренным склонам долин рек и формированием оползневых участков склонового (приречного) типа местности в местах современных и давних речных подмывов. В этом отношении выделяются правобережье р. Дон, в частности Донское Белогорье, правобережье среднего течения р. Битюг и др.

Проблема изучения основных закономерностей распространения оползней неразрывно связана с определением факторов их обуславливающих. Для определения целесообразно проведение ландшафтно-оползневого районирования, нацеленного на выявление пространственных различий и временной изменчивости отдельных компонентов природной среды, оценку с точки зрения степени их воздействия на оползневые процессы.

В природном отношении территория Воронежской области неоднородна, и располагается в пределах двух природных зон: лесостепной и степной, граница между которыми проходит по долинам рек Черная Калитва, Дон, Толучеевка, Подгорная и Манина (Мильков, 1996). Эта граница выступает важным рубежом в распространении оползневых ландшафтов. Как показал картографический анализ, в степной зоне доля площадей оползневых форм рельефа более чем в 100 раз ниже, чем в южной лесостепи. Можно предположить, что основная причина этого кроется в изменении зональных параметров (сокращении количества осадков, увеличении сухости климата, меньшей увлажненности почвогрунтов и других). Однако, как нам представляется, эти условия хотя и влияют на снижение активности оползневых процессов, но в данном случае не выступают определяющими. Резкое уменьшение площадей оползневых ландшафтов в степной зоне связано не с кли-

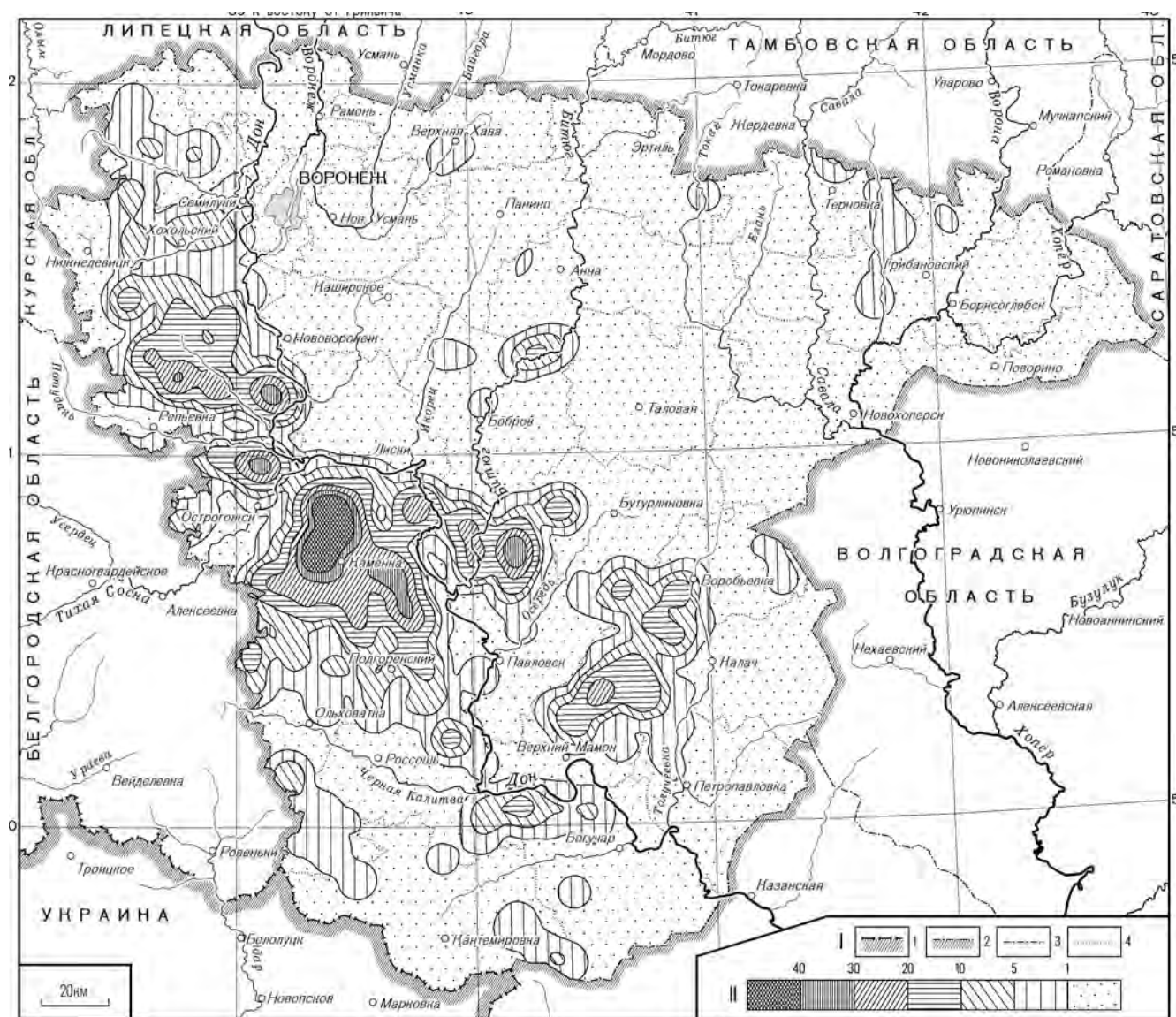


Рисунок 1. Плотность оползней на территории Воронежской области.
 I — границы: 1 — Российской Федерации; 2 — Воронежской области;
 3 — административных областей; 4 — муниципальных районов;
 II — количество оползней на 50 км² (в качестве весового коэффициента
 использовалась площадь оползней)

матическими условиями, а с особенностями геолого-геоморфологического строения территории и историей ее формирования. В частности хорошая дренированность территории, экранирующее воздействие песчаников и отсутствие глинистых моренных водупоров в целом препятствуют активизации оползневых процессов.

Дальнейшему уточнению роли оползнеобразующих факторов внутри природных зон способствует выделение ландшафтно-оползневых провинций на основании различной направленности геотектонического развития территории, особенно в неоген-четвертичный период; разнообразие морфоструктурных образований; разли-

чия климатических условий, наложившихся на литогенную основу. Внутри ландшафтно-оползневых провинций по особенностям структурно-литологических, гидрогеологических условий, преобладанию одного или нескольких региональных типов оползней, интенсивности и характера оползневых процессов выделяются районы. Каждый район представляет собой такой комплекс региональных типов оползней, которому соответствует определенный тип природной среды. Это согласуется с идеей И.С. Щукина (1960) о возможности группировки форм рельефа по типам природной среды. По своей сути, выделенные единицы ландшафтно-оползневого районирования представляют «...совокупность близких в той или иной степени разновидностей природной среды, отличающиеся от других основных типов качественным составом действующих в них рельефообразующих сил...» (Щукин, 1960, с. 189).

Существенную помощь в оценке структуры и значимости оползнеобразующих факторов оказывает метод регионально-сопряженного анализа. Его суть заключается в картографическом моделировании природных условий, в которых развиваются оползни: современных тектонических движений, сейсмической активности, геологического строения, геоморфологических, гидрологических и гидрогеологических особенностей, почвенно-растительных условий, местной специфики хозяйственной деятельности. Последующее совмещение полученных моделей с картой распространения оползневых форм рельефа позволяет выявить особые сочетания экологически значимых факторов, предопределяющих региональные типы природной среды с низкой устойчивостью и динамической нестабильностью склоновых геосистем.

Выявлению закономерностей пространства и оценке факторов развития оползневых процессов также во многом способствует метод параметрического анализа, основанный на совмещении картографической модели распространения оползней с цифровой моделью рельефа и созданными на ее основе моделями уклонов, экспозиций, высот вершинной и базисной поверхностей, протяженности склонов, глубины эрозионного расчленения, показателей сноса и аккумуляции вещества, продольно-поперечной кривизны, топографического индекса влажности и ряда других параметров. Использование подобного подхода способствовало выявлению некоторых новых закономерностей в распространении оползней, а также помогло получить ряд показателей необходимых для выделения соответствующих типов природной среды.

Например, анализ распределения оползней юга Среднерусской возвышенности по абсолютным высотам, позволяет сделать вывод, что большинство их (82%) приурочено к отметкам 172-204 м. На Калачской возвышенности более 70% оползней располагаются на высотах 171-192 м. Распределение оползневых урочищ по отношению к местным базисам эрозии выглядит следующим образом: 15-45 м — 60%; 0-15 м — 19%; 45-60 м — 16%; 60-100 м — 5%. Такое распределение оползневых урочищ закономерно. Превышение 0-15 м характерно для оползней гидрогенного типа и связано с подмывом склонов, созданием прудов и водохранилищ. Доминирование оползней в промежутке 15-45 м характерно для преобладающих в области гидрогеологических оползней, приуроченных к концевым звеньям овражно-балочных систем.

Интересными представляются выводы

по экспозиционным различиям в распространении оползней, существующее мнение о благоприятности условий склонов северных экспозиций для их формирования не подтверждается на практике. По нашим расчетам, более половины всех оползней приходится на склоны южных экспозиций (53%) и только 16% на северные.

Требуют дополнительной проверки полученные сведения о связи оползней с крутизной земной поверхности. Удивительно, но по полученным данным 62% всех оползней приурочено к склонам крутизной 4-7°. Вполне возможно, что при увеличении детализации модели рельефа эти данные могут измениться.

Выводы. Анализируя совокупность морфометрических параметров, литологических, гидрогеологических и тектонических условий, а также других показателей можно предположить существование локальных типов природной среды в различной степени подверженных оползневым процессам. Максимальная оползневая опасность характерна для склонов южных экспозиций, сложенных четвертичными и палеогеновыми преимущественно глинистыми отложениями с горизонтами грунтовых вод, крутизной 6-7°, расположенных на абсолютных высотах 170-200 м, на 20-45 м

выше местных базисов эрозии, в пределах локальных неотектонических поднятий. Эти условия наиболее благоприятны для формирования оползней гидрогеологического типа.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-45-360005 р_а.

Литература

Бевз, В.Н. Горбунов, А.С. Караваев, В.А. Региональный анализ оползневой опасности // Известия Русского географического общества. – 2020. – Т. 151. – №1. – С. 47-55. DOI: 10.31857/S0869607120010024.

Мильков, Ф.Н. Эколого-географические районы Воронежской области – Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета, 1996.

Оводов, К.С. Типы оползневых явлений Воронежской и смежных областей // Известия Воронежского отдела Географического общества СССР. – 1957. – Вып. 1. – С. 67-71.

Трегуб, А.И. Корабельников, Н.А. Глушков Б.В. Районирование Воронежской области по условиям развития экзогенных геологических процессов // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геологическая. – 1996. – №2. – С. 113-125.

Щукин, И.С. Общая геоморфология. Т. 1 – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1960. – 615 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРУПНЫХ ЗАПАДИН ПРИАЗОВЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Захаров А.Л., Константинов Е.А., Филиппова К.Г.

Институт географии РАН, Москва, Россия, alzakharov@igras.ru

Аннотация. Крупные ориентированные депрессии (КОД) широко распространены на лесовых междуречьях юга Восточно-Европейской равнины. На основе цифровой модели рельефа SRTM был проведен анализ морфометрических характеристик КОД. Мы выделили 7 изолированных ареалов КОД, которые различаются также в размере и форме депрессий. Всего было измерено 312 КОД (длина, ширина, глубина, площадь, высота, азимут длинных

осей). Наиболее часто встречаются депрессии с площадью 2-4 км², глубиной 2-3 м, шириной 1-1,5 км, длиной 2,5-3 км, высотой окружающей поверхности 15-20 м н.у.м. Самые крупные из них имеют длину 19-27,5 км и площадь 150-220 км². Максимальная глубина котловин достигает 21 м. Форма КОД в основном удлиненная (каплевидная, яйцевидная, эллиптическая, треугольная) и реже круглая. Направления длинных осей КОД внутри каждого ареала имеют близкие значения. Между ареалами наблюдается веерообразный поворот направления длинных осей котловин — от СЗ в Северном Причерноморье и Восточном Приазовье до С в Западном Предкавказье и СВ в Центральном Предкавказье. Все западины расположены в районах со слаборазвитой речной сетью, в том числе и потому, что КОД перехватывают значительную часть поверхностного стока. Суходолы и западины образуют радиально-центростремительный рисунок сети. Генезис КОД предлагается установить как доголоценовые дефляционные котловины, выполненные в лёссах.

Ключевые слова: Лёссовые равнины, дефляция, эоловый рельеф, замкнутые депрессии

Введение. Крупные ориентированные депрессии (КОД) широко распространены в лёссовых низменностях Северного Причерноморья, Приазовья, Предкавказья и Нижнего Дона (рис. 1). КОД значительно больше по размерам, чем описанные И.С. Щукиным (1980) «степные блюда». Их длина варьирует от первых километров до более чем двух десятков километров. Их глубина варьирует от первых метров до десятков метров. Их площадь варьирует от одного до сотен квадратных километров. Форма их чаще всего удлиненная (каплевидная, яйцевидная, эллиптическая, треугольная) и реже круглая.

Анализ публикаций по КОД (Канонников, 1977, Кочетов, 1978, Молодых, 1982, Булавин, 1977, Клещенко, 2010, Кавеев, 1957) выявили отсутствие единого мнения о происхождении этих форм рельефа. Текущие выводы об их происхождении противоречивы и часто не подтверждаются фактическими данными. Ни одна из гипотез (лессовое проседание, палеотермокарст, эрозионно-суффузионная, эстуарно-озерная, тектоническая, эоловая) в настоящее время не имеет достаточных доказательств или аргументированного опровержения.

Такая неопределенность связана с плохой изученностью геологического и геоморфологического строения западин. Более того, морфология изученных депрессий описана хуже, чем геологическое строение. В последнее время появились исследования геологического строения отдельных депрессий (Захаров, Константинов, 2019).

Плохое знание морфологии впадин частично можно объяснить технической проблемой, связанной с отображением впадин на топографических картах. За последние 15 лет стали широко доступны цифровые модели рельефа (ЦМР) с приемлемым разрешением (ASTER, SRTM, ALOS и т.д.), поэтому проблемы с масштабированием, визуализацией и морфометрией комплекса форм рельефа КОД исчезли.

Попытки использовать ЦМР для морфологического анализа западин Ейского полуострова и южного побережья Таганрогского залива уже предпринимались в недавних работах (Клещенко, 2010, Захаров, Константинов, 2013). Авторами получены количественные характеристики размеров и формы идентифицированных объектов, рассчитаны статистические коэффициенты и произведе-

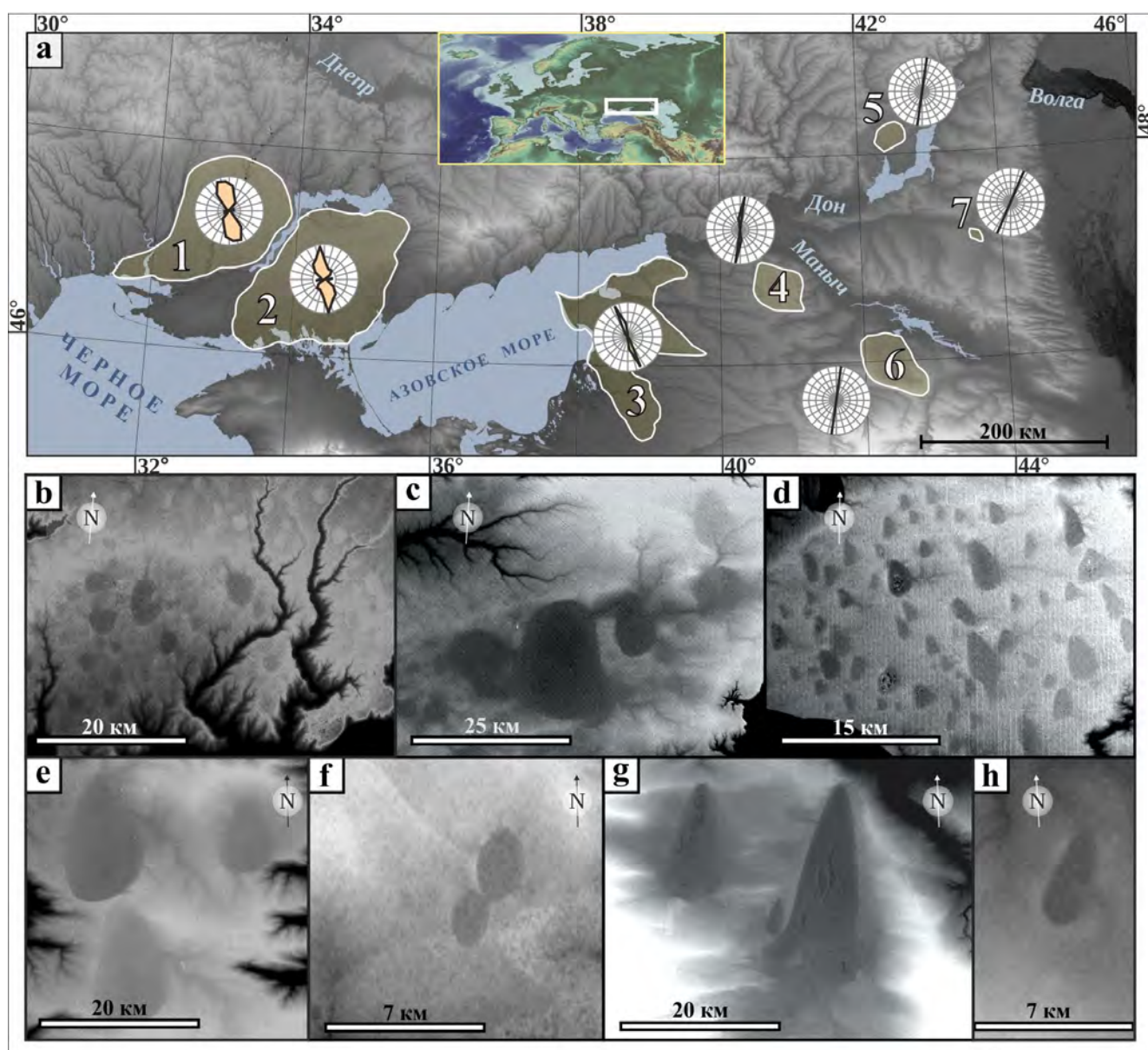


Рисунок 1. Ареалы распространения крупных ориентированных депрессий: а — расположение исследуемых участков, б — ареал 1, с — ареал 2, д — ареал 3, е — ареал 4, ф — ареал 5, г — ареал 6, h — ареал 7. Розы-диаграммы на карте (а) показывают направления длинных осей крупных западин. Карты основаны на данных SRTM.

на морфометрическая классификация. Эти работы дают возможность искать возможные аналоги на равнинах в других регионах на основе сравнения морфометрических параметров депрессий.

В этой статье мы рассматриваем все КОД, которые можно распознать на ЦМР SRTM. Цель исследования — получить

значительную количественную информацию о топографии КОД, которая могла бы прояснить вопрос об основном механизме происхождения этого комплекса форм рельефа. В результате сравнения ряда актуальных ЦМР было выявлено, что SRTM является более точной, чем другие, и полностью подходит для наших задач. Для модели

SRTM для Евразии (Rodriguez et al., 2006, Farr et al., 2007) были определены следующие параметры: пространственное разрешение — 1 угловая секунда; погрешность геопозиции — 8,8 м; абсолютная погрешность по высоте — 6,2 м; относительная погрешность по высоте — 8,7 м. Абсолютная ошибка по высоте для исследуемой территории меньше (3,3 м), чем предполагалось для всего континента.

Результаты и обсуждение. КОД распространены на лессовых равнинах, протянувшихся на 700 км в субширотном направлении от долины Южного Буга на западе до долин Кубани и Маныча на востоке и Цимлянского водохранилища на северо-востоке. В пределах исследуемой территории высоты колеблются от 0 до 105 м над у.м. Большая часть западин лежит ниже 70 м над у.м.

Район исследований расположен в зоне сочленения архей-протерозойской Восточно-Европейской платформы с эпигерцинской Скифской плитой. Мощность осадочного чехла растет от сотен метров на севере исследуемой территории до 2-3 км на юге. Он представлен морскими отложениями мела, палеогена и неогена: песком, глиной, известняком. Они перекрыты фациями четвертичных отложений — лагунной, дельтовой, речной, эоловой. Междуречья и речные террасы покрыты лёссом (Величко, 1990, Naase et al., 2007), мощность которого колеблется от нескольких метров до 40-50 м (Балаев, Царев, 1964, Молодых, 1982).

Климат региона — умеренный с небольшим недостатком влаги. Средняя температура января колеблется от -2 до -8°C, средняя температура июля — от +22 до +24°C (FGAM, 1964). Среднее годовое количество осадков колеблется от 450 мм до 600 мм. Пик осадков приходится на летние месяцы.

В теплое время года преобладают ветры западного и северо-западного направлений. В холодное время года значительную роль играют восточные ветры, особенно в Предкавказье, где часто вызывают пыльные бури (Балаев, Царев, 1964).

В ареале 1 насчитывается 124 КОД на междуречьях Южного Буга, Ингула, Ингульца и Днепра. КОД распространены на высотах от 37,5 до 103,3 м над у.м. Днище западин плоское и субгоризонтальное. Северные склоны котловин обычно несколько выше южных, так как наблюдается общий пологий уклон поверхности с севера на юг. Элементы рельефа КОД гладкие и не имеют резких границ. Форма большинства КОД близка к овальной, реже яйцевидной. Средний коэффициент удлиненности — 1,5. Большинство западин ориентировано на ССЗ. Площадь объектов варьируется от 0,9 до 49,1 км². Максимальная глубина достигает 6 м.

Во втором ареале насчитывается 45 КОД на междуречьях Днепра и Молочной, расположенных на высотах от 4,9 до 93,1 м над у.м. Несколько котловин затоплены и являются частью береговой линии озера Сиваш в южной части ареала. Дренажная сеть представлена преимущественно суходолами. Дно западин в основном плоское и субгоризонтальное. Из-за общего уклона поверхности территории, котловины асимметричны: северные склоны высокие и крутые, южные — низкие и пологие. Особенно это заметно в больших впадинах, расположенных на склоне между террасами. Средний коэффициент удлиненности равен 1,6. Длинные оси большинства западин направлены на ССЗ-С. Площадь объектов варьируется от 2,85 км² до 199 км². Максимальная глубина КОД достигает 18,4 м.

В третьем ареале измерено 133 КОД на восточном побережье Азовского моря от дельты реки Дон на севере до поймы реки Кубань на юге. Территория имеет общий небольшой уклон с востока на запад. Высота изменности варьируется от 3 до 50 м над у.м. Система долин малых рек имеет два основных направления на территории — ЮВ-СЗ и В-З. Самые крупные долины принадлежат рекам — Бейсуг, Сосыка, Ея, Кагальник. Для данного ареала характерно очень высокая согласованность ориентировки длинных осей западин. Большинство депрессий имеют азимут 330-360°. Некоторые формы рельефа расположены небольшой цепочкой, ориентация которой совпадает с ориентацией отдельных западин. Котловины имеют плавные и ровные очертания, удлинённо-яйцевидную форму с наличием тупых и острых окончаний. Изредка КОД имеют треугольную форму. Чаще всего коэффициент удлинения составляет 1,6-1,8. Площадь депрессий варьирует от 0,4 до 4 км². Глубина КОД варьируется от 1,5 до 21 м.

В ареале 4 было зафиксировано 4 КОД. Ареал расположен на высоком междуречье, отделяющем бассейн реки Кагальник от бассейна Маныча. Высота поверхности в пределах ареала от 90 до 110 м над у.м. Западины расположены раздельно друг от друга. Форма в плане — яйцевидная. Северные окончания котловин заостренные, южные — тупые. Длинные оси западин ориентированы на север. Средний коэффициент удлинения 1,6. Линейные параметры самой крупной из депрессий составляют 13,2 на 20,4 км. Глубины западин варьируют от 2 до 11,3 м.

Пятый ареал насчитывает всего две КОД на террасе р. Дон. К востоку от ареала нахо-

дится Цимлянское водохранилище. Дно западин плоское, склоны прямые. Форма котловин в плане близка к эллиптической. В КОД впадает до 3-х суходолов. У депрессий есть точка слияния. Коэффициенты удлинения 1,2-1,4. Площадь составляет 3-4,7 км². Котловины ориентированы на С-ССВ. Глубины 4,7 м и 5,8 м.

В шестом ареале насчитывается 3 КОД. Данные КОД самые крупные из всех рассмотренных. Площадь достигает 216,8 км², у самой крупной формы. Глубина при этом не превышает 10 м. КОД ориентированы на С-ССВ. Котловины вытянуты, их коэффициент удлиненности достигает 2,3. На дне котловин есть небольшие озера и заболоченные участки. На северном склоне крупнейшей впадины есть канал дренирующий котловину.

В ареале 7, на междуречье к югу от р. Сал на высоте 65-70 м над у.м., расположена 1 КОД. Дно западины плоское, субгоризонтальное. Форма в плане удлинённо-яйцевидная. Северная оконечность заостренная, южная — тупая. Площадь составляет 7,49 км². Глубина достигает 5 м. Коэффициент удлинения составляет 2,3. Впадина ориентирована на ССВ.

Размеры и формы КОД варьируют в широком диапазоне. Площадь варьирует от 0,4 км² до 216 км², глубина — от 1 до 21 м, ширина — от 0,5 до 13,3 км, длина — от 0,7 до 27,5 км, коэффициент удлинения — от 1 до 4, высота от 3,3 до 103,3 м над у.м. Наиболее распространенные депрессии имеют следующие параметры: площадь — 2-4 км²; глубина — 2-3 м; ширина — 1,0-1,5 км; длина — 2,5-3,0 км; коэффициент удлинения — 1,2-1,4; высота 15-20 м над у.м. Обнаружена небольшая линейная корреляция между площадью и глубиной впадин — с

увеличением площади обычно увеличивается и глубина.

Рассматривая всю совокупность западин, заметна специфика морфологии КОД внутри отдельных ареалов. Это показывает, что генетическая связь между депрессиями из одного и того же ареала выше, чем между депрессиями из разных мест.

В зоне распространения КОД наблюдается очень низкая плотность дренажной сети. Западины задерживают большую часть поверхностного стока, и дренажная сеть обычно имеет радиально центростремительный рисунок, направленный к центру западин. Речные формы рельефа, впадающие в понижения, представлены очень пологими и широкими сухими долинами и балками, которые в настоящее время лишены постоянного стока. Основываясь на возрасте малых эрозионных форм, мы можем оценить возраст КОД как доголоценовый. Вероятно, возраст КОД может быть ближе к среднему плейстоцену.

Существующие гипотезы происхождения КОД были проверены с использованием данных о морфологии этих форм рельефа. Гипотезы лессовидного, тектонического, криогенного и лагунно-озерного происхождения противоречат данным о форме, ориентации и строении впадин. Эоловая гипотеза происхождения наименее спорна. Подобные эоловые формы рельефа были обнаружены в нескольких регионах Земли (Великие равнины в США, Забайкалье, Маньчжурия, западные штаты Австралии). Таким образом, мы предлагаем преимущественно эоловое происхождение КОД. Основным механизмом их образования была ветровая эрозия (дефляция).

Исследование ведется при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-00103).

Литература

Балаев, Л.Г., Царев, П.В. Лессовидные породы Центрального и Восточного Предкавказья – М.: Наука, 1964. – 246 С.

Булавин, Б.П. Реликты Плиоциальной эпохи в Причерноморье. Рельеф и ландшафты / отв. ред. Н.А. Гвоздецкий, А.И. Спиридонов. – М.: Изд. Моск. Ун-та, 1977. – С. 172-173.

Захаров, А.Л., Константинов, Е.А. Морфология западного рельефа восточного Приазовья // Геоморфологи. Новое поколение. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 5–13.

Захаров, А.Л., Константинов, Е.А. Строение крупных западин лессовых междуречий восточного Приазовья (на примере Червоной Пади) // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2019. – №4. – С. 85–96.

Кавеев, Т.С. Лёссы территории орошения Ростовской области // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. – 1957. – Т. 13. – С. 263-270.

Канонников, А.М. Природа Кубани и Причерноморья – Краснодар, 1977. – 112 С.

Кочетов, Н.И. Просадочные формы рельефа в Западном Предкавказье // Геоморфология. – 1978. – №.4. – С. 73-75.

Молодых, И.И. Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западных форм рельефа украинской части русской платформы в связи с мелиоративным строительством. Дисс. док. геол.-мин. наук. Киев.

Физико-географический атлас мира. Академия наук СССР и Главное управление геодезии и картографии ГГК СССР – Москва, 1964. – 298 С.

Щукин, И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии: русско-англо-немецко-французский – М.: Изд-во «Советская

энциклопедия», 1980.

Farr, T.G., Rosen, P.A. et al. The Shuttle Radar Topography Mission // Rev. Geophys. – 45(RG2004). – 2007.

Haase, D. et al. Loess in Europe — its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1: 2,500,000 // Quaternary Science Reviews. – 2007. – Т. 26. – №9-10. – P. 1301-1312.

Kleschenkov, A. The use of digital elevation model for study of the

paleogeography of the Azov sea region / 2010 annual meeting INQUA-SEQS. – Rostov-on-Don, 2010. – P. 72-74.

Rodriguez, E., Morris, C.S. et al. An assessment of the SRTM topographic products. JPL Pub. D31639: 143. 2005.

Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain // Quaternary International. – 1990. – №7-8. – P. 103-114. URL: [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90044-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90044-5).

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ПРОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ: ЕГО СПЕЦИФИКА, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ

Кедич А.И.¹, Харченко С.В.^{1,2}, Голосов В.Н.^{1,2}, Успенский М.И.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
kedich22@gmail.com

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. Прогляциальные зоны — это участки непосредственного механического воздействия ледника в максимум похолодания малого ледникового периода и прилегающие одновысотные горные отроги, затем освободившиеся ото льда. Вследствие активных современных климатических изменений подобные зоны расширяются, а интенсивность экзогенных процессов в них возрастает. Основная цель работы — показать важность и перспективы исследований в прогляциальных зонах, в том числе открывающиеся при использовании современных методов. На основе анализа литературы по Альпам и Кавказу и другим горным системам описаны характерные темпы геоморфологических процессов в прогляциальной зоне и ряд современных методов, применяемых в изучении ее рельефа. На примере водосбора оз. Донгуз-Орун в Приэльбрусье проведён расчет индекса связности потоков наносов для выделения зон поступления материала. Использование современных методов открывает принципиально новые возможности при исследованиях прогляциальных зон. Основные процессы, преобразующие рельеф в прогляциальных зонах, — склоновые и флювиальные. Подобные процессы в прогляциальной зоне гораздо более динамичны, нежели на соседних участках, не покрытых ледником в недавнем историческом прошлом: мощные водно-ледниковые потоки активно способствуют развитию флювиальной денудации, а молодые, освобожденные от ледника скальные стенки, подвергаются выветриванию и разрушаются, способствуя формированию обвальных и осыпных форм рельефа в нижней части склона. При сохранении тренда потепления климата ледники продолжают активно отступать, а последствия их таяния станут одним из определяющих факторов рельефообразования в среднегорьях и высокогорьях.

Ключевые слова: прогляциальная зона, высокогорья, изменения климата, дистанционные методы, темпы экзогенных процессов

Введение. С конца малого ледникового периода (около 170 л.н.) отмечаются интенсивные климатические изменения, приводящие к преобразованию рельефа и интенсификации геоморфологических процессов. Наивысшие темпы этих изменений характерны для полярных районов и горных приледниковых ландшафтов (Micheletti et al., 2015a). Последние 150-200 лет активно сокращаются площади и объемы горных ледников по всей Евразии. Зону, расположенную непосредственно у границы ледника и освободившуюся от него в недавнем историческом прошлом, часто называют «прогляциальной» (далее — ПГЗ). Данные территории — равновесные системы с характерным климатическим, гидрологическим режимом и набором геоморфологических процессов (Heckmann, Morche, 2018, Slaymaker, 2011). Эти участки представляют интерес для геоморфологов благодаря своей «молодости» и крайне высокой динамичности. Это «уникальные природные лаборатории» (Carrivick, Heckmann, 2017), где переформирование рельефа может изучаться с самой начальной стадии — с момента дегляциации.

Проведение границы ПГЗ неоднозначно и условно — на разных территориях отмечаются различные темпы дегляциации. Верхняя граница расположена непосредственно у современного края ледника. За нижнюю границу могут приниматься прогляциальные озера как финальные ступени переноса материала (Delaney et al., 2018). В большинстве исследований она проводится по конечной морене, образовавшейся во время максимума похолодания малого ледникового периода. Начиная с его конца наблюдается активное увеличение размеров ПГЗ. Длина некоторых сейчас превышает 1 км

(Heckmann, Morche, 2018). Здесь и далее определим ПГЗ как зоны непосредственного механического воздействия ледника в максимум похолодания малого ледникового периода и прилегающие одновысотные горные отроги.

Большая часть исследований ПГЗ приходится на Альпы, Скандинавские горы, Исландию, хотя подобные зоны имеют широкое распространение и в пределах Анд, Гималаев, Тибета и т.д. Исследования в ПГЗ обычно направлены на изучение роли различных геоморфологических процессов в рельефообразовании, связи климатических изменений и темпов процессов и т.д. (Heckmann, Morche, 2018). В таких работах часто используются дистанционные методы (Baewert, Morche, 2014, Sailer et al., 2012), разрабатываются новые морфометрические индексы и математические модели (Cavalli et al., 2013), учитывающие специфику рельефообразования высокогорий. Изучение ПГЗ имеет широкие перспективы, так как геоморфологические последствия дегляциации в ближайшие сотни лет станут важнейшим фактором изменения ландшафтов средне- и высокогорий (Knight, Harrison, 2014).

Геоморфологическая специфика. ПГЗ занимают переходную ступень между ледниковыми и неледниковыми природно-территориальными комплексами. В ходе своей эволюции ПГЗ проходит через 3 стадии (Carrivick, Heckmann, 2017). На первой стадии преобладают гляциальные процессы. Следующая стадия — парагляциальная, этап резких изменений окружающей среды, последовавших за отступлением ледника (Slaymaker, 2011). На этом этапе определяющим фактором рельефообразования все еще является ледник, наблюдается максимальная интенсивность процессов, отмечаются

самые высокие показатели выноса наносов. Задержка между дегляциацией и наибольшей интенсивностью процессов может составлять несколько десятков лет (Cossart, Fort, 2008). Третий период — постепенный переход к перигляциальным условиям. Иногда он может начинаться уже через 15 лет после дегляциации (Delaney et al., 2018). Для него характерна стабилизация условий формирования стока наносов, уменьшение влияния ледника. Данная схема развития ПГЗ — обобщенная модель, не учитывающая региональных особенностей, реальная эволюция обычно имеет более сложный характер.

Основные причины высокой динамичности рельефа в ПГЗ — непосредственная близость к леднику и воздействие водно-ледниковых потоков, обилие рыхлого материала, снятие статической подпорной нагрузки со склонов. За год ПГЗ суммарная денудация ПГЗ составляет порядка 0,3 мм (Carrivick et al., 2018). В отдельных случаях темпы значительно выше — например, долина Hungerlitaelli в Швейцарских Альпах, где они достигают 1,14–2,64 мм/год. Интенсивность процессов снижается в процессе эволюции ПГЗ. Основные генетические группы процессов, которые преобразуют рельеф в пределах этой зоны — флювиальные и склоновые, их взаимодействие определяет результирующий облик ПГЗ (Carrivick et al., 2018). Вынос вещества ниже границы ПГЗ производится в основном русловыми потоками ледникового, талого снегового и дождевого генезиса, часто преобразующимися в сели. Прочие процессы (в т.ч. лавинный перенос) скорее лишь перераспределяют наносы на водосборе.

В работе (Warburton, 1993) показано, что на талые ледниковые воды приходит-

ся 76,5% всего стока наносов из ПГЗ. Еще более 20% стока наносов формируют потоки, связанные с дождевой и талой снеговой водой, что подчеркивает важность флювиальных процессов в рельефообразовании ПГЗ и их зависимость от динамики ледника. Локальные (во времени и пространстве) темпы денудации в Альпах достигают 2,5 м/м² — данные сверхвысокие значения связаны с катастрофическим ливнем на водосборе реки Fagge в Тирольских Альпах (Baewert, Morche, 2014). Темпы флювиальной денудации очень разнятся в ПГЗ и непосредственно ниже ее. Например, в долине Odenwinkelkees в Австрийских Альпах её средние скорости составляют 34,4 мм/год, за два года из ПГЗ было вынесено не менее 4035 м³ материала, в то время как на участке ниже границы ПГЗ — всего лишь 313 м³ (Carrivick et al., 2013). С поправкой на разницу площадей, темпы флювиальной денудации в этом примере в пределах ПГЗ оказались более чем в два раза выше.

Высокой активностью в ПГЗ характеризуются склоновые процессы: обвалы, осыпи, лавины. Коренные породы, освобожденные от ледника, подвергаются активному выветриванию, становятся менее стабильными, что приводит к активизации гравитационных процессов. В пределах долины Lauterbrunnen в Альпах за 5 лет было отмечено 316 обвалов, средний объем одного обвала составил 4,81 м³, а самый крупный из изученных — 267,27 м³ (Mohadjer et al., 2020, Strunden et al., 2015). В восточной Исландии на водосборе Austdalur были определены примерные темпы обвалов, которые составили 130 м³/год (Beylich, 2000). Крутые склоны в ПГЗ активно отступают и выполаживаются. Темпы отступления склонов значительно разнятся от одной терри-

тории к другой и определяются множеством факторов, таких как экспозиция, характер

горных пород, климатические особенности и др. (табл. 1).

Таблица 1. Современные темпы отступления склонов, полученные на основе изучения аккумулятивных и денудационных форм

Водосборы	Темпы, мм/год	Автор
Erdalen, Nordfjord	0,04	Laute, Beylich, 2013
Bodalen, Nordfjord	0,09	Laute, Beylich, 2013
Lauterbrunen, Alps	0,08 (З) и 0,03 (В)	Mohadjer et al., 2020
Austdalur, Austfirðir	0,03-0,2	Beylich, 2000

Применение современных методов.

Рельеф ПГЗ очень расчлененный. По этой причине для исследований широко используют современные технологии, связанные с дистанционным зондированием Земли. Со-

временные методы могут сильно облегчить работу и открывают новые возможности для исследования рельефа и его динамики в ПГЗ. Так, например, работа с аэрофото- снимками и космическими снимками при-

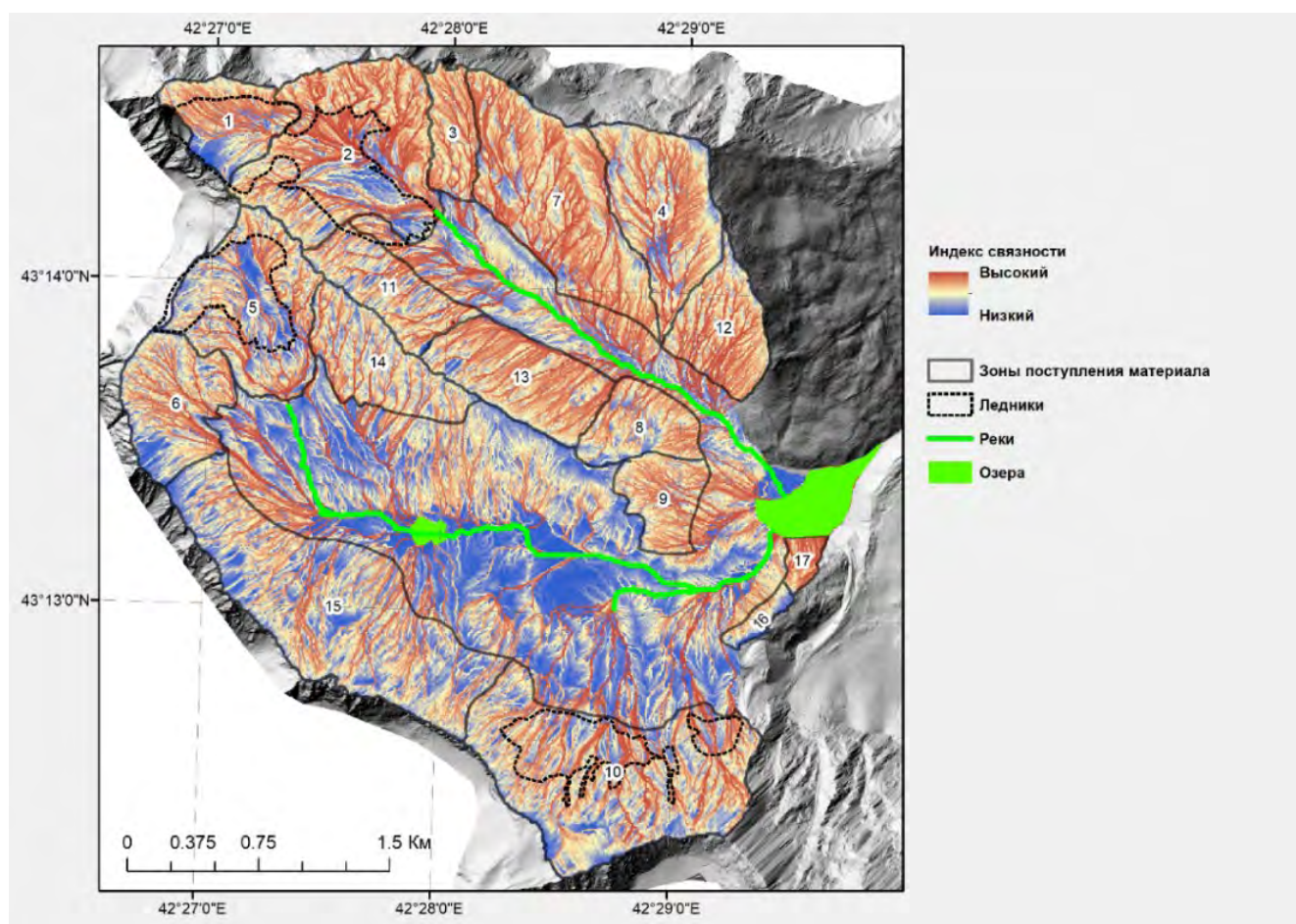


Рисунок 1. Связность потоков наносов в бассейне озера Донгуз-Орун

меняется для анализа изменений с 1950-х годов. С помощью этого метода можно оценить скорости эрозии (Delaney et al., 2018), изучить влияние климата на эволюцию рельефа и др. (Micheletti et al., 2015a). Более точны и затратны методы воздушного и наземного лазерного сканирования сканирования (ALS, TLS). Проведение серии повторных съемок и сравнение их между собой позволяет с высокой точностью (пространственное разрешение до 0,01 м) отследить кратковременную динамику формирования аккумулятивных и эрозионных форм (Kosciuba, 2017), изучить активность геоморфологических процессов (Eriksen et al., 2015). Бюджетным и широко используемым методом является построение моделей местности и рельефа на основе серии фотографий (SfM — Structure from motion) (Westoby et al., 2012). Часто подобную съемку проводят при использовании беспилотных летательных аппаратов (БПЛА).

Из-за особенностей рельефа и динамики процессов ПГЗ иногда применение классических морфометрических показателей некорректно. По данной причине разрабатываются новые индексы и показатели. Один из них — индекс связности потоков наносов. Для его использования необходима только цифровая модель рельефа. Он позволяет определить положение зон аккумуляции, денудации и транзита материала и на качественном визуальном уровне выделить какие участки поставляют большее количество отложений и т.д. (Cavalli et al., 2013). На рис. 1 представлен пример использования индекса связности потоков наносов для качественного определения перераспределения материала в пределах расположенного в Приэльбрусье водосбора оз. Донгуз-Орун.

Выводы:

1. Прогляциальные зоны — уникальные, неразделимые ландшафтные системы, расположенные у границы современного ледника. Они формируются на переходном этапе между ледниковым и перигляциальным. В связи с активными климатическими изменениями со времени малого ледникового периода (ок. 170 л.н.) ПГЗ расширяются, а интенсивность геоморфологических процессов резко возрастает.

2. Основные процессы, преобразующие рельеф в ПГЗ, — флювиальные и склоновые. Соотношение этих процессов в основном определяет общий современный облик зоны. Их активность в ПГЗ выше, чем у других горных участков.

3. Для изучения трансформации рельефа и темпов основных экзогенных процессов в ПГЗ часто используются современные дистанционные методы: SfM, TLS, ALS, космические снимки, анализ ЦМР и т.д. Они применяются совместно с полевыми наблюдениями. Для изучения ПГЗ и высокогорных ландшафтов разрабатываются новые индексы и показатели, как пример — индекс связности потоков наносов, который позволяет оценивать переотложение наносов в горных водосборах.

4. При сохранении тренда потепления климата в ближайшие десятки и сотни лет последствия таяния ледников будут одними из определяющих факторов преобразования ландшафта в средне- и высокогорьях. Поэтому изучение ПГЗ имеет широкие перспективы в ближайшем будущем.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00181).

Литература

- Baewert, H., Morche, D. Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol) // *Geomorphology*. – 2014. – 218. – p. 88-97. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.021>.
- Beylich, A.A. *Geomorphology, Sediment Budget, and Relief Development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland // Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2000. – 32. 4. – p. 466-477. URL: <https://doi.org/10.1080/15230430.2000.12003391>.
- Carrivick, J.L., Geilhausen, M., Warburton, J., Dickson, N.E., Carver, S.J., Evans, A.J., Brown, L.E. Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment // *Geomorphology*. – 2013. – 188. – p. 83-95. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.029>.
- Carrivick, J.L., Heckmann, T. Short-term geomorphological evolution of proglacial systems // *Geomorphology*. – 2017. – 287. – p. 3-28. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.037>.
- Carrivick, J.L., Heckmann, T., Turner A., Fischer M. An assessment of landform composition and functioning with the first proglacial systems dataset of the central European Alps // *Geomorphology*. – 2018. – 321. – p. 117-128. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.030>.
- Cossart, E., Fort, M. Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Ecrins (French Alps) since the Little Ice Age // *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. – 2008. – 62. – p. 115-131. URL: <https://doi.org/10.1080/00291950802095145>.
- Delaney, I., Bauder, A., Huss, M., Weidmann, Y. Proglacial erosion rates and processes in a glacierized catchment in the Swiss Alps // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2018. – 43. – p. 765-778. URL: <https://doi.org/10.1002/esp.4239>.
- Eriksen, H.Ø., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Dehls, J.F., Grydeland, T., Bunkholt, H. Satellite and Ground-Based Interferometric Radar Observations of an Active Rockslide in Northern Norway. In: Lollino G., Manconi A., Guzzetti F., Culshaw M., Bobrowsky P., Luino F. (eds). // *Engineering Geology for Society and Territory*. – 2-15. – Vol. 5. – Springer. Cham. – p. 167-170. URL: https://doi.org/10.1007/978-3-319-09048-1_33.
- Heckmann, T., Morche, D. *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes* – Springer. Cham., 2018. – p. 361. URL: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4>.
- Knight, J., Harrison, S. Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change: lessons from the past, future directions and policy implications // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. – 2014. – 96. – 3. – p. 245-264. URL: <https://doi.org/10.1111/geoa.12051>.
- Kociuba, W. Assessment of sediment sources throughout the proglacial area of a small Arctic catchment based on high-resolution digital elevation models // *Geomorphology*. – 2017. – 287. – p. 73-89. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.011>.
- Laute, K., Beylich, A.A. Holocene hillslope development in glacially formed valley systems in Nordfjord, western Norway // *Geomorphology*. – 2013. – 188. – p. 12-30. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.021>.

Micheletti, N., Lambiel, C., Lane, S. Investigating decadal scale geomorphic dynamics in an Alpine mountain setting // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2015. – 120. – p. 2155-2175. URL: <https://doi.org/10.1002/2015JF003656>.

Slaymaker, O. Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments // *Quaestiones Geographicae*. – 2011. – 30. – p. 85-94. URL: <https://doi.org/10.2478/v10117-011-0008-y>.

Mohadjer, S., Ehlers, T.A., Nettesheim, M., Ott, M.B., Glotzbach, C., Drews, R. Temporal variations in rockfall and rock-wall retreat rates in a deglaciated valley over the past 11 ky // *Geology*. – 2020. – 48. 6. – p. 594-598. URL: <https://doi.org/10.1130/G47092.1>.

Sailer, R., Bollmann, E., Hoinkes, S., Rieg, L., Sproß, M., Stötter, J. Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data // *Geografiska*

Annaler: Series A, Physical Geography. – 2012. – 94. – p. 17-32. URL: <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00456.x>.

Strunden, J., Ehlers, T.A., Brehm, D., Nettesheim, M. Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland // *Journal of Geophysical Research–Earth Surface*. – 2015. – 120. – p. 1251–1273. URL: <https://doi.org/10.1002/2014JF003274>.

Warburton, J. Energetics of Alpine Proglacial Geomorphic Processes // *Transactions of the Institute of British Geographers*. – 1993. – 18. 2. – p. 197-206. URL: <https://doi.org/10.2307/622362>.

Westoby, M., Brasington, J., Glasser, N., Hambrey, M., Reynolds, J. ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications // *Geomorphology*. – 2012. – 179. – p. 300-314. URL: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ)

Кривцов В.А.¹, Водорезов А.В.², Комаров М.М.³

*Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, Россия,
¹v.krivtsov@365.rsu.edu.ru, ²a.vodorezov@365.rsu.edu.ru, ³m.komarov@365.rsu.edu.ru*

Аннотация. Указаны критерии выделения на территории Рязанской области геоморфологических районов, подрайонов, а в пределах последних — местностей. Установлено, что геоморфологические районы представляют собой неоднородные образования, на разных своих участках различающиеся по глубине и густоте эрозионного расчленения, морфологии между речий, литогенной основе, а также по особенностям проявления современных рельефообразующих процессов, что позволило выделить в их пределах подрайоны — морфологически обособленные участки, имеющие общие для всего района черты рельефа, тип и интенсивность неотектонических движений, тип и интенсивность проявления процессов денудации и аккумуляции в неоген-четвертичное время, тип и генезис субстрата, особенности проявления экзогенных рельефообразующих процессов на разных этапах развития территории. Гео-

морфологические подрайоны соответствуют наименьшим морфологическим комплексам регионального уровня, формирующимся в пределах относительно небольших морфоструктур, обособившихся в пределах более крупных мезоморфоструктур. Соответствующие морфоструктуры либо испытали неодинаковое по величине поднятие, либо отличались особенностями своего развития в плейстоцене. Геоморфологическая местность — наименьшая единица геоморфологического районирования, обособляемая в пределах геоморфологических подрайонов на основе сходства морфометрических показателей, литогенной основы, морфогенетической структуры, рельефообразующих процессов, в т.ч. антропогенного морфолито-генеза. Схема описания местностей: положение в пределах геоморфологического подрайона; площадь; морфологические особенности и морфометрические показатели; набор морфологических (морфогенетических) элементов и (или) локальных морфологических комплексов; современные рельефообразующие процессы; особенности проявления и масштабы антропогенной трансформации поверхности, а также тип каждой из местностей в зависимости от особенностей проявления и масштабов антропогенного морфолито-генеза; уникальные (специфические) формы и комплексы форм рельефа (при их наличии).

Ключевые слова: геоморфологическое районирование, геоморфологический район, геоморфологический подрайон, геоморфологическая местность, Рязанская область

Введение. В 1980 году вышла в свет книга «Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей» (Воскресенский и др., 1980), в которой сформулированы основные принципы геоморфологического районирования: объективности; генетической и исторической обусловленности; скользящего сочетания всей системы факторов рельефообразования; различного характера границ; связи с современными географическими условиям; полной делимости. В этой работе кратко охарактеризованы геоморфологические области (подобласти), в том числе и центра Русской равнины, где располагается Рязанская область, а также указано, на какое число районов они разделены. На приводимой в книге схеме показано положение соответствующих геоморфологических районов, без описания последних. При этом отмечается, что разделение на геоморфологические районы и более дробные территориальные единицы — задача локального районирования.

Первые попытки геоморфологического районирования территории Рязанской области относятся к двадцатым-тридцатым годам прошлого столетия (Имшенецкий, 1929, Добрынин, 1931, Обидиентова, 1948). Рельефу Рязанской области посвящен ряд работ А.И. Спиридонова (Спиридонов, 1956, 1971, 1978). В ее пределах им выделены и кратко охарактеризованы три основные части: Среднерусская возвышенность, Окско-Донская равнина и Мещерская низина, которые, в свою очередь, подразделены на 13 геоморфологических районов. В пределах двух районов А.И. Спиридонов выделил подрайоны (Спиридонов, 1956). А.А. Асеевым и Э.И. Веденской была разработана схема геоморфологического районирования Мещерской низины (Асеев, Веденская, 1962). Ими выделены: западная останцово-ложбинная Мещера на западном крыле Владимиро-Шилковского прогиба; центральная низина Мещеры, занимаю-

шая среднюю, наиболее опущенную часть прогиба; восточная (сухая) Мещера, расположенная на участке близкого залегания поверхности коренных пород; южная, террасовая (Приокская) Мещера — аккумулятивная террасовая равнина. Критерии выделения геоморфологических районов при этом были различными, в одном случае учитывались морфоструктурные условия (центральная низина), в другом, морфоструктурные условия и морфологические особенности поверхности (западная останцово-ложбинная Мещера), в третьем, генезис и морфология (аккумулятивная террасовая равнина). Ф.Н. Мильков предложил схему геоморфологического районирования бассейна р. Пары, в пределах которого он выделил ряд геоморфологических районов (Мильков, 1961). Критерии выделения районов — генезис и морфологические особенности поверхности, генезис и состав залегающих с поверхности четвертичных отложений, современные рельефообразующие процессы. В качестве отдельных районов им выделены долины рек Пары и Оки, Пара-Пронское междуречье (Сапожковская мягковолнистая моренная равнина), песчаная равнина правобережья р. Пары с древними и современными эоловыми формами рельефа.

Материалы и методы. Одним из результатов выполненных нами в период с 1990 по 2006 годы геоморфологических исследований была схема геоморфологического районирования территории Рязанской области, на которой показаны границы геоморфологических областей, подобластей, районов и выделенных в их пределах подрайонов (Кривцов, Водорезов, 2006), сопровождаемая краткой характеристикой

соответствующих таксонов (в том числе районов и подрайонов). Границы и названия геоморфологических областей, подобластей и районов на данной схеме соответствуют границам, принятым авторами книги «Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей» (Воскресенский и др., 1980).

Геоморфологические районы, в границах которых располагается Рязанская область, — относительно крупные, площадью до нескольких тысяч квадратных километров морфологически обособленные участки, соответствующие мезоморфоструктурам, осложняющим основные мега- и макроморфоструктуры центра Русской равнины. Морфологическая дифференциация геоморфологических подобластей на районы связана с различиями в величине и (или) режиме новейших движений мезоморфоструктур, что нашло свое отражение в определенных особенностях морфолито-генеза, а соответственно, и во внешнем облике поверхности.

Геоморфологические районы представляют собой неоднородные образования, на разных своих участках различающиеся по глубине и густоте эрозионного расчленения, морфологии междуречий, литогенной основе, а также по особенностям проявления современных рельефообразующих процессов. Это обстоятельство и позволило выделить в их пределах подрайоны (Кривцов, Водорезов, 2006). При этом учитывалось то обстоятельство, что геоморфологические подрайоны — это морфологически обособленные участки, хотя и имеющие общие для всего района черты рельефа, тип и интенсивность неотектонических движений, тип и интенсивность проявления процес-

сов денудации и аккумуляции в неоген-четвертичное время, тип и генезис субстрата, особенности проявления экзогенных рельефообразующих процессов на разных этапах развития территории.

Выделенные нами геоморфологические подрайоны соответствуют наименьшим морфологическим комплексам регионального уровня, формирующимся в пределах относительно небольших морфоструктур, обособившихся в пределах более крупных мезоморфоструктур. Соответствующие морфоструктуры либо испытали неодинаковое по величине поднятие, либо отличались особенностями своего развития в плейстоцене. С учетом соответствующих условий геоморфологические подрайоны выделяют и другие авторы (Спиридонов, 1950, Макарова, Григорьева, 2018). Геоморфологические подрайоны как объекты индивидуального районирования получили собственное название. В их характеристике используются сведения об общих признаках района и отмечаются специфические особенности, отличающие данный подрайон от других, в т.ч. морфологические, морфометрические, структурные, литологические, генетические и т.д.

При проведении в последующие годы крупномасштабных региональных геоморфологических исследований нами была выявлена морфологическая и морфометрическая неоднородность геоморфологических подрайонов (Кривцов, Комаров, 2011). Центральные и периферийные их участки по некоторым показателям, в частности по интенсивности эрозионного расчленения, а соответственно и по морфологии междуречий, характеру и динамике моделирующих их экзогенных рельефообразующих процес-

сов нередко различаются значительно, чем периферийные участки соседних подрайонов. Для пространственной локализации неоднородных по морфологии участков геоморфологических подрайонов нами были использованы три морфометрических показателя: средняя высота поверхности (ячейки 4×4 км на карте масштаба 1:100 000), как показатель принадлежности к определенной морфоструктуре и, соответственно, геоморфологическому району; глубина расчленения эрозионными формами и густота эрозионной сети, как показатели доминирующей на данной территории морфоскульптуры. Следующим этапом локализации неоднородностей в пределах геоморфологических подрайонов стало построение карт контрастности распределения соответствующих морфометрических показателей. Карты контрастности строились в приложении ГИС «Карта 2005» (матрица уклонов, размер элемента матрицы равен 200 м). Полосы (зоны) с высокой контрастностью (1-8 условных баллов) считались пороговыми границами (в реальности они могут быть и конфигурационными) и переносились на отдельную карту. На полученную по трем показателям сетку границ были наложены некоторые другие значимые границы (пойм крупных рек, литологические и т.д.). После этого удалялись мелкие контуры, а полузамкнутые контуры замыкались конфигурационными границами с учетом рисовки изолиний средней высоты поверхности, глубины и густоты эрозионного расчленения, реального положения междуречий и эрозионных форм, особенностей литогенной основы и отдельных морфогенетических элементов, особенностей и масштабов проявления антропогенного морфолитогенеза, положе-

ния границ геоморфологических районов и подрайонов (Кривцов, Комаров, 2011). В результате в пределах геоморфологических подрайонов нами были выделены геоморфологические местности — наименьшие единицы геоморфологического районирования локального уровня, обособляемые в пределах геоморфологических подрайонов на основе сходства морфометрических показателей, литогенной основы, морфогенетической структуры, развивающихся в их пределах рельефообразующих процессов, в т.ч. антропогенного морфолитогенеза.

При характеристике местностей использованы следующие морфометрические показатели: максимальные и минимальные отметки поверхности междуречий и их средняя высота; протяженность долин постоянных и временных водотоков, балок и оврагов, структура эрозионной сети, средняя густота эрозионного расчленения км/км²; величина вертикального расчленения (минимальное, максимальное и среднее значения); глубина долин (балок) по бровке их склонов. В каждом случае указываются морфологические особенности междуречий. Для каждой местности определена ее морфогенетическая структура — площади и соотношение, выделенных в ее пределах морфогенетических элементов — генетически однородных образований: поверхностей ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции на междуречьях; поверхностей аллювиальной и озерно-аллювиальной аккумуляции в речных долинах (пойма, надпойменные террасы); поверхностей аллювиально-делювиальной аккумуляции в днищах балок и ложбин; эрозионно-денудационных поверхностей склонов, балок и оврагов; в отдельных случаях (при наличии) — по-

верхностей озерной аккумуляции и акваторий современных озер, а также русел рек и старичных озер. В пределах междуречий по топографическим картам масштаба 1:100 000 установлена доля плоских приводораздельных, крутизной менее 1°, практически не дренированных участков, с которых не осуществляется снос материала, и доля придолинных, пологонаклонных, крутизной от 1 до 6°, поверхностей, в разной степени расчлененных балками и врагами, на которых, в случае их распашки, активно проявляются процессы мелкоструйчатого и плоскостного смыва.

Характеристика местностей включает сведения о масштабах и особенностях проявления современных рельефообразующих процессов, развивающихся в пределах различных морфогенетических элементов, в т.ч. о неблагоприятных и потенциально опасных. Приводятся сведения об особенностях проявления и масштабах антропогенной трансформации поверхности (площади занятые: селитьбой; железными, автомобильными асфальтированными и грунтовыми проселочными дорогами; карьерами, отвалами, каналами, дамбами, пашней). При наличии в пределах местностей уникальных форм и (или) комплексов форм рельефа, специфических рельефообразующих процессов и природных явлений, приводится их описание (Кривцов, Водорезов, Комаров, 2019).

Выводы. Одной из наиболее актуальных задач современной геоморфологии является прогноз развития рельефа и рекомендации по ее рациональному обустройству, связанные с промышленным и гражданским строительством, прокладкой дорог и трубопроводов, гидромелиорацией, земледелием,

рекреацией и туризмом. Решение этих задач предполагает наличие знаний об общем и особенном в рельефе конкретных территорий. Геоморфологическое районирование на локальном уровне по существу, и является воплощением соответствующих знаний. Данные, характеризующие каждую местность, в свою очередь, позволяют в той или иной степени расширить и (или) уточнить качественную и количественную характеристики геоморфологических районов и подрайонов. Материалы, полученные при изучении геоморфологических местностей по принятой нами схеме, позволяют уточнить границы региональных ландшафтов и их морфологическую структуру.

Литература

Асеев, А.А., Веденская, И.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 122 с.

Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: учеб. пособие для студентов геогр. специальностей вузов / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др. – М.: Высшая школа, 1980. – 343 с.

Добрынин, В.Ф. Геоморфологические районы Рязанской губернии / Геоморфологические и почвенные районы юго-восточной части Московской области. – М., 1931. – С. 8-95.

Имшенецкий, И.З. Почвенные районы Рязанской губернии / Материалы к плану народного хозяйства Рязанской губернии. Вып. 7. – Рязань, 1929.

Кривцов, В.А., Водорезов, А.В. Особенности строения и формирования рельефа на

территории Рязанской области – Рязань: Ряз. гос. ун-т им. С.А. Есенина, 2006. – 279 с.

Кривцов, В.А., Комаров, М.М. Дробное геоморфологическое районирование территории Рязанской области // Вестник Ряз. гос. ун-та. – 2011. – №2. – С. 141-154.

Кривцов, В.А., Водорезов, А.В., Комаров М.М. Геоморфологическое районирование территории Рязанской области на локальном уровне // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина, 2019. – №3(64). – С. 110-121.

Макарова, Н.В., Григорьева, С.В. Геоморфологическое районирование территории Москвы в новых границах // Геоморфология. – 2018. – №4. – С. 53-65.

Мильков, Ф.Н. Опыт характеристики ландшафтных районов севера Окско-Донской низменности (бассейн р. Пары) / Труды географического факультета Воронежского государственного университета. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1961. – Т. XXIIV. – С. 73-116.

Обидиентова, Г.В. Материалы по геоморфологии и палеогеографии южной Мещеры // Труды ИГ АН СССР. Вып. 3. – 1948. – №1. – С. 178-202.

Спиридонов, А.И. Основные этапы развития рельефа Рязанской области // Вопросы географии. – 1950. – Сб. 21. – С. 57-67.

Спиридонов, А.И. Геоморфология. Геология СССР. Центр европейской части СССР. Геологическое описание – М.: Недра, 1971. – Т. IV. – С. 679-693.

Спиридонов, А.И. Геоморфология европейской части СССР – М.: Высшая школа, 1978. – 335 с.

РОЛЬ СКЛОНОВЫХ И ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗВИТИИ СЕВЕРНЫХ БЕРЕГОВ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Кузнецов М.А., Яковлева А.П., Авдоница А.М., Тюнин Н.А.,
Богданова О.А., Луговой Н.Н., Беляев В.Р.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
katrina132010@mail.ru, aly8423@yandex.ru, ukeltik@bk.ru, nictun@mail.ru,
olga05092000@mail.ru, lugovoy-n@ya.ru, vladimir.r.belyaev@gmail.com

Аннотация. Склоновые и эоловые процессы являются одними из главных факторов развития северных берегов Самбийского полуострова. В работе поставлена цель — выявить роль склоновых и эоловых процессов в развитии северных берегов Самбийского полуострова. Исследования выполнены по результатам экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в январе-феврале 2020 г. Построена карта современного состояния северных берегов Самбийского полуострова. Выявлено, что склоновым и эоловым процессам принадлежит важнейшая роль в поступлении и перераспределении наносов в береговой зоне, а также в формировании характерного облика прибрежной зоны.

Ключевые слова: морские берега, морфодинамика, побережье, экзогенные процессы, эоловые процессы, склоновые процессы, Балтийское море, Самбийский полуостров

Введение. Самбийский (Калининградский) полуостров расположен в северо-западной части Калининградской области. В рамках данной статьи рассматриваются его северные берега, на участке от с. Донское до южного основания Куршской косы, за исключением 5 км побережья к востоку от п. Филино. Этот участок расположен между $54^{\circ}55' - 54^{\circ}59'$ с.ш. и $19^{\circ}56' - 20^{\circ}1'$, $20^{\circ}5' - 20^{\circ}31'$ в.д. (рис. 1). Его длина около 35 км.

Территория Самбийского полуострова широко осваивается человеком с XIII в. (со времен основания Тевтонского Ордена). Наиболее сильную антропогенную нагрузку, особенно в настоящее время, испытывают берега. В их пределах находятся такие города, как Светлогорск, Пионерский и Зеленоградск. Из-за неправильной эксплуатации побережья (строительство непродуманных берегозащитных и берегоукрепительных сооружений) человек лишь

ускоряет протекание различных деструктивных процессов, в том числе эоловых и склоновых, рассмотренных в данной работе. Развитию данных процессов способствуют сильные ветра и наличие высоких крутых склонов. К тому же, разрушению берегов благоприятствует интенсивная абразия и компенсационное изостатическое опускание территории (после отступления последнего ледника) (Географический атлас, 2002).

Цель данной работы — выявить роль склоновых и эоловых процессов в развитии северных берегов Самбийского полуострова. Поставлены следующие задачи: 1) анализ полевых геоморфологических описаний, собранных в результате экспедиции января-февраля 2020 г.; 2) описание склоновых и эоловых процессов по различным типам берегов; 3) описание иных процессов на берегах; 4) определение

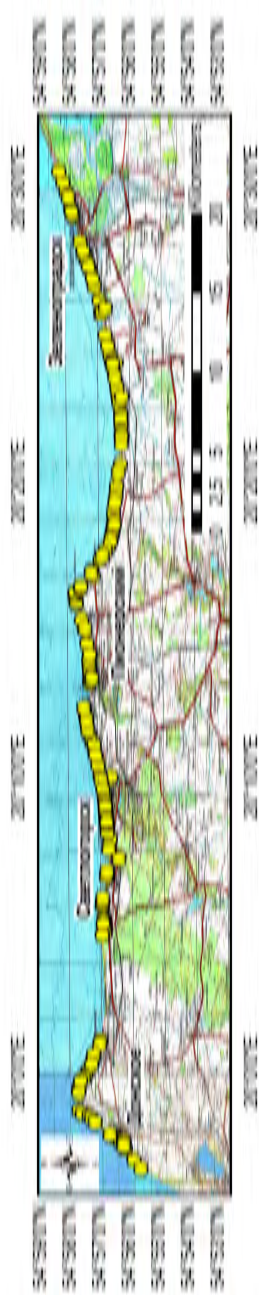


Рисунок 1. Пункты береговых геолого-геоморфологических наблюдений в пределах севера Самбийского полуострова (картографическая основа — топографическая карта масштаба 1:25 000, 1980)

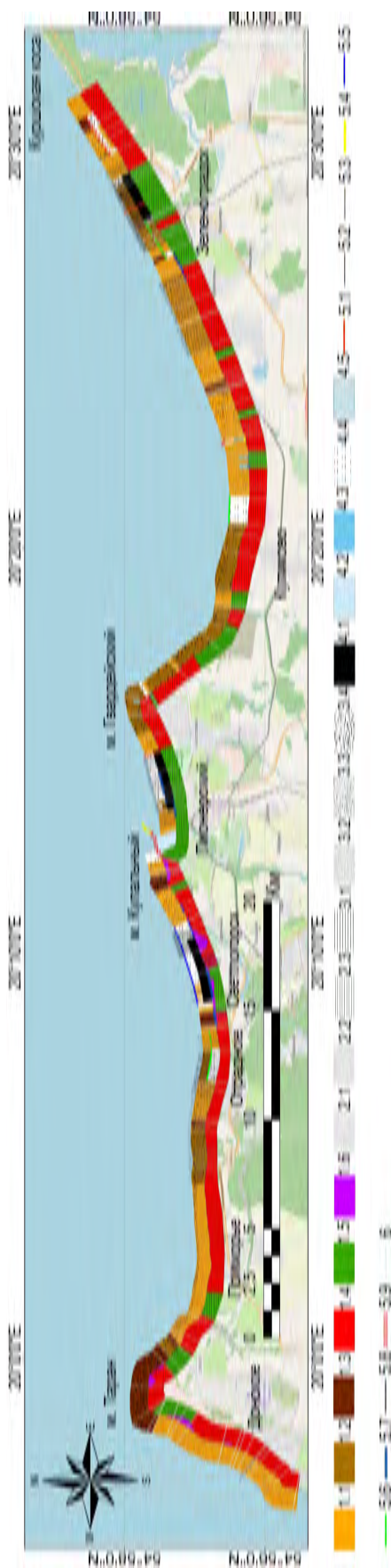


Рисунок 2. Карта современного состояния северного берега Самбийского (Калининградского) полуострова на февраль 2020 года. 1 — естественные элементы берегов: 1.1 — пляж, 1.2 — бэнч, 1.3 — бэнч, 1.4 — незадернованный клиф с активно протекающими осыпными и оползневыми оползнями, 1.5 — задернованный клиф со следами относительно медленного оползания, 1.6 — крупные сложенноструктурные оползневые цирки. 2 — высота клифа: 2.1 — высокие клифы (более 15 м), 2.2 — средневисотные клифы (10–15 м), 2.3 — низкие клифы (до 10 м). 3 — литологический состав наносов: 3.1 — суглинок, 3.2 — песок, 3.3 — галька, 3.4 — валунно-глыбовая отмостка. 4 — инженерные сооружения в береговой зоне: 4.1 — променад, 4.2 — портовые сооружения, 4.3 — коффердам, 4.4 — валунно-глыбовая отсыпка, 4.5 — геосетка и георешётка. 5 — линейные инженерные сооружения в береговой зоне: 5.1 — пирс, 5.2 — новые буны, 5.3 — остатки старых бун, 5.4 — волноотбойные стены, 5.5 — железобетонные и деревянные сваи, 5.6 — железобетонные опояски, 5.7 — габионы, 5.8 — геотекстильные мешки с песком, 5.9 — тетраподы. Прочие обозначения: 6 — береговой профиль

вклада склоновых и эоловых процессов в рельефообразование.

Материалы и методы. Данные о роли склоновых и эоловых процессов в развитии северных берегов Самбийского полуострова получены путем полевого геоморфологического картографирования в январе-феврале 2020 г. в ходе экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (рис. 1) и анализа литературных источников. В пределах современной береговой зоны производилось: профилирование, геолого-геоморфологическое описание, зарисовка схем. На камеральном этапе была построена карта современного состояния северных берегов Самбийского полуострова (рис. 2).

Результаты и обсуждение. Берега северной части Самбийского полуострова представлены преимущественно унаследованными абразионными разновидностями. Характерной морфологической особенностью данных берегов является наличие активно отступающего клифа. Высота абразионных уступов колеблется от 2-3 до 80 м. Крутизна склонов местами достигает 60-70°.

Склоновые процессы являются одним из главных факторов развития северных берегов Самбийского полуострова. Они играют важную роль в поступлении наносов в береговую зону. Рыхлые отложения, образующиеся у подножия берегового уступа, временно предохраняет его от воздействия волн. С другой стороны, размыв подножия клифа может приводить к увеличению скоростей размыва берегов. В результате разрушение и отступление берега имеет периодический характер.

На северных берегах Самбийского по-

луострова чаще всего распространены обвальные, оползневые и осыпные склоновые процессы. Активизации того или иного процесса способствует наличие необходимого уклона (35-40° и более для обвальных и осыпных процессов; 15-40° для оползневых, оплывно-оползневых процессов (Рычагов, 2006)), литология отложений, вскрывающихся в береговом склоне.

Для берегов, сложенных песками, характерны обвалы и осыпи (участки: м. Таран — Синявино, м. Песчаный, Филино, — м. Купальный, в районе п. Пионерский и г. Светлогорск). Обвалы чаще всего характерны для верхней части берегового склона и связаны с развитием овражно-балочной сети.

Берега, где чередуются водоупорные и водопроницаемые породы, подвержены оползневой деформациям. Частое чередование глинистых и песчаных толщ на северных берегах Самбийского полуострова способствует тому, что в береговом уступе многочисленны выходы грунтовых вод, что во многом увеличивает скорости размыва данного берега, облегчая мобилизацию пород, их снос склоновыми процессами, а затем смыв и вынос менее крупного материала на подводный береговой склон. На абразионно-оползневых берегах формируются характерные для таких склонов формы (оползневой цирк, блок и т.п.) и явления («пьяный лес»). Местами встречаются оползни-оплывины.

Со временем при достаточном количестве поступающих в береговую зону наносов абразионный уступ может отчленяться от моря аккумулятивными образованиями. Абразионные процессы приостанавливаются. Абразионный уступ на такого рода берегах, как правило, в значительной степени



Рисунок 3. Пляж в 2 км к юго-западу от г. Зеленоградск. В его тыловой части видна авандюна, примыкающая к уступу размыва (фото Кузнецова М.А.).



Рисунок 4. Частично задернованная береговая дюна (справа) и залесённая котловина выдувания (пальве) слева. Основание дюны Высота Эфа. Курильская коса (фото Кузнецова М.А.).

здернован. Склоновые процессы на таких уступах приглушены. Часть клифов, однако, является отмершими за счёт строительства в основаниях береговых уступов берегоза-

щитных стенок и опоясок. Таким образом, степень задернованности клифа является важным критерием для определения степени активности абразионных и склоновых



Рисунок 5. Панорама с вершины дюны Высота Эфа, слева виден Куршский залив (фото Яковлевой А.П.).

процессов. Высота клифов, степень их задернованности отражена на построенной карте современного состояния северных берегов Самбийского полуострова (рис. 2).

Поступлению и перераспределению наносов в береговой зоне также способствуют эоловые процессы. Значительная часть наносов расходуется в береговой зоне на создание таких аккумулятивных форм как авандюны и береговые дюны.

Довольно часто в тыловых частях пляжей располагаются авандюны. От береговых дюн авандюна отличается своей эфемерностью (часто размывается в шторма или может зарости и превратиться в береговую дюну). Крутизна склонов авандюн обычно составляет 12-18°, ширина доходит до десятков метров (Морская., 1980). При продвижении перпендикулярно береговой линии авандюна может плавно переходить в дюнный пояс. Примером такого строения берега является участок к юго-западу от г. Зеленоградск (рис. 3). Высота авандюны

здесь достигает 6-8 м. Восточнее г. Зеленоградск она размыта, и сохранилась лишь её тыльная часть высотой 1,5-2,5 м. Во время очень сильных штормов наблюдались прорывы этой авандюны мощным прибойным потоком и с нагонным повышением уровня моря (Рябкова, 2011).

За авандюной расположена береговая (передовая) дюна, входящая в состав дюнного пояса. Высота береговой дюны от 3 до 12 м, ширина от 10 до 70 м. Имеет асимметричный поперечный профиль — мористый склон короткий и крутой (до 30-40°), бережный — более пологий (10-20°) и протяжённый. На территории косы передовая дюна существенно антропогенно трансформирована и местами полностью задернована (в т.ч. искусственно). За береговой дюной находится сниженная выровненная поверхность — котловина выдувания (местное название — пальве) высотой первые метры над у.м., шириной от 0,3 до 2,3 км. Материал выдувания слагает дюны, которые яв-

ляются наиболее крупными формами эолового рельефа побережья Калининградского полуострова (рис. 4).

Наиболее грандиозные формы эолового рельефа наблюдались на Куршской косе. В её центре находится Большая дюнная гряда с преобладающими высотами 30-40 м (до 60 м). В рельефе гряды наблюдается чередование котловин выдувания и дюны, выстроившихся по преобладающему направлению ветров западного направления. В ходе исследования рельефа дюны Высота Эфа отмечено, что её мористый склон имеет пологий и протяжённый рельеф, в отличие от более крутого и короткого бережного склона, обрушивающегося в Куршский залив. Так происходит вследствие её постепенного перемещения на призаливную равнину.

Следует отметить, что значительная часть дюнного пояса Куршской косы является неактивным (около 70 %). Современная активность эоловых массивов Куршской косы антропогенно стимулирована, начиная со времени освоения этих территорий человеком (~ с XIII в.). Вследствие сведения лесов и крупных пожаров происходило антропогенное опустынивание и наступание массивов песков на поселения. В результате на заливной части косы также сформировались дюнные массивы.

Выводы:

1. Северное побережье Калининградского полуострова, омываемое Балтийским морем, подвержено интенсивному воздействию склоновых и эоловых процессов. Причина преобладания именно этих процессов состоит в совокупном влиянии природных условий: сильные ветры, наличие высоких крутых склонов, абразионная деятельность волн и компенсационное изоста-

тическое опускание территории.

2. Склоновые процессы — один из главных факторов развития северных берегов полуострова. Наиболее широко представлены оползневые и оплывные процессы, которым способствует гидрогеологическая обстановка. Локальным распространением пользуются обвалы, часто связанные с развитием овражно-балочной сети, и осыпи, происходящие на крутых склонах, сложенных песками.

3. В формировании рельефа побережья полуострова важную роль играет не только денудационная составляющая склоновых процессов, провоцирующая отступление береговых склонов, но и аккумулятивная. Толща поступающих наносов в береговую зону может временно приостановить воздействие абразионных процессов, что влечет за собой общее снижение активности и склоновых. По этой причине разрушение берега носит периодический (в некоторых случаях прерывисто-непрерывный) характер.

4. Эоловые процессы способствуют сортировке поступающего (главным образом в результате склоновых процессов) материала. В связи с ветровым режимом севера полуострова, на побережье интенсивно протекает дефляция, перераспределяющая наносы и позволяющая активизироваться аккумулятивным эоловым процессам. Аккумулятивными эоловыми формами в первую очередь являются авандюны и береговые дюны.

5. Огромную роль в развитии склоновых и эоловых процессов играет антропогенный фактор, протекающий в тесной связи с природными условиями территории. Его воздействие на берега проявляется в негра-

мотном строительстве берегозащитных и берегоукрепительных сооружений, которые в большей степени лишь провоцируют развитие процессов, не выполняя своей первоначальной функции.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Географический атлас Калининградской области / ред. Орленок В.В. – Калининград:

КГУ ЦНИТ, 2002. – 276 с.

Морская геоморфология. Терминологический справочник / В.П. Зенкович [и др.]. – М.: Мысль, 1980. – 343 с.

Рычагов, Г.И. Общая геоморфология – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 416 с.

Рябкова, О.И. Морфодинамика береговой зоны Куршской косы и северного побережья Самбийского полуострова (юго-восточная часть Балтийского моря) // Вестник Одесского национального университета. Серия: Географические и геологические науки. – 2011. – Т. 16. – Вып. 1. – С. 21-33.

КАРТА ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ (ЛАНДШАФТНАЯ) КАК ОСНОВА МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Левина Н.Б., Мешалкин К.А.

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия, levinanb@yandex.ru

Аннотация. С начала 90-х годов на севере Западной Сибири в районах распространения вечной мерзлоты специалистами «Аэрогеологии» проводились геоэкологические исследования на территориях нефтегазового освоения. Важный аспект этих работ — оценка устойчивости морфолитогенной основы ландшафтов (природных комплексов) к техногенному воздействию. В докладе рассматривается опыт по сопоставлению ландшафтных карт и карт интенсификации опасных геологических процессов, основанный на дистанционных методах, материалах экологического мониторинга и полевых исследованиях.

Ключевые слова: Природные комплексы, ландшафты, дистанционные методы, рельеф

На севере (Надым-Тазовское между-речье) и в центральной части Западной Сибири исследования эколого-геологического характера основаны на дистанционных методах, материалах экологического мониторинга и полевых работ сотрудников Центра «Экозонт» ФГУНПП «Аэрогеологии». Одним из важных этапов экологической оценки территории является ее дифференциация с выделением внутренне однородных участков — природных комплексов или

ландшафтов. Под термином природный комплекс (ПК) или морфологический ландшафт авторы понимают конкретную территорию, однородную по происхождению, с однотипным рельефом, составом рельефообразующих пород и почвенно-растительными условиями. Характерные свойства ландшафтов оказывают влияние на реакцию природной среды на техногенное воздействие. С учетом ландшафтной карты (карты природных комплексов) создают-

ся карта проявлений экзогенных процессов (ЭГП) (рис. 1) и схема линеаментов для прогноза геодинамической устойчивости; покомпонентные карты геохимической ситуации, где ПК характеризуются с точки зрения особенностей миграции вещества для прогноза геохимической устойчивости. Выбранный для обобщения исследований Северо-Ханчэйский участок расположен на междуречье Таза и Пура в бассейне верховьев Тэкотэдылыкы (левый приток Таза) и Бол. Хадырьяхи (правый приток Пура), в пределах Южно-Пур-Тазовской ландшафтной провинции лесной зоны (северотаежная подзона). Территория характеризуется массивно-островным распространением и двухслойным строением неустойчивых и относительно неустойчивых многолетнемерзлых пород (ММП) с участками островного распространения мерзлоты в долинах. Для создания ландшафтной карты использовались материалы дистанционного зондирования (МДЗ): космические многозональные сканерные снимки Landsat-7 и IRS, MS Office 2007, ArcGIS 10.1., а также Prism и IRS-1 с использованием черно-белых АФС масштабов 1:18 000 и спектрзональных снимков масштаба 1:40 000. Выделенные ландшафты предопределяются типами рельефа, что подтверждено многочисленными работами ФГУНПП «Аэрогеология» и рядом других исследователей. Рельеф водораздельных пространств Надым-Пуровского междуречья формировался в процессе дегляциации последнего (сартанского) ледникового покрова. Он представлен несколькими высотными уровнями ледниково-аккумулятивных форм — террас интрагляциальных озер (см. подписи к рис. 1: условные обозначения). Палеодолины больших рек Пура и Таза закладывались в ослабленных тектонических

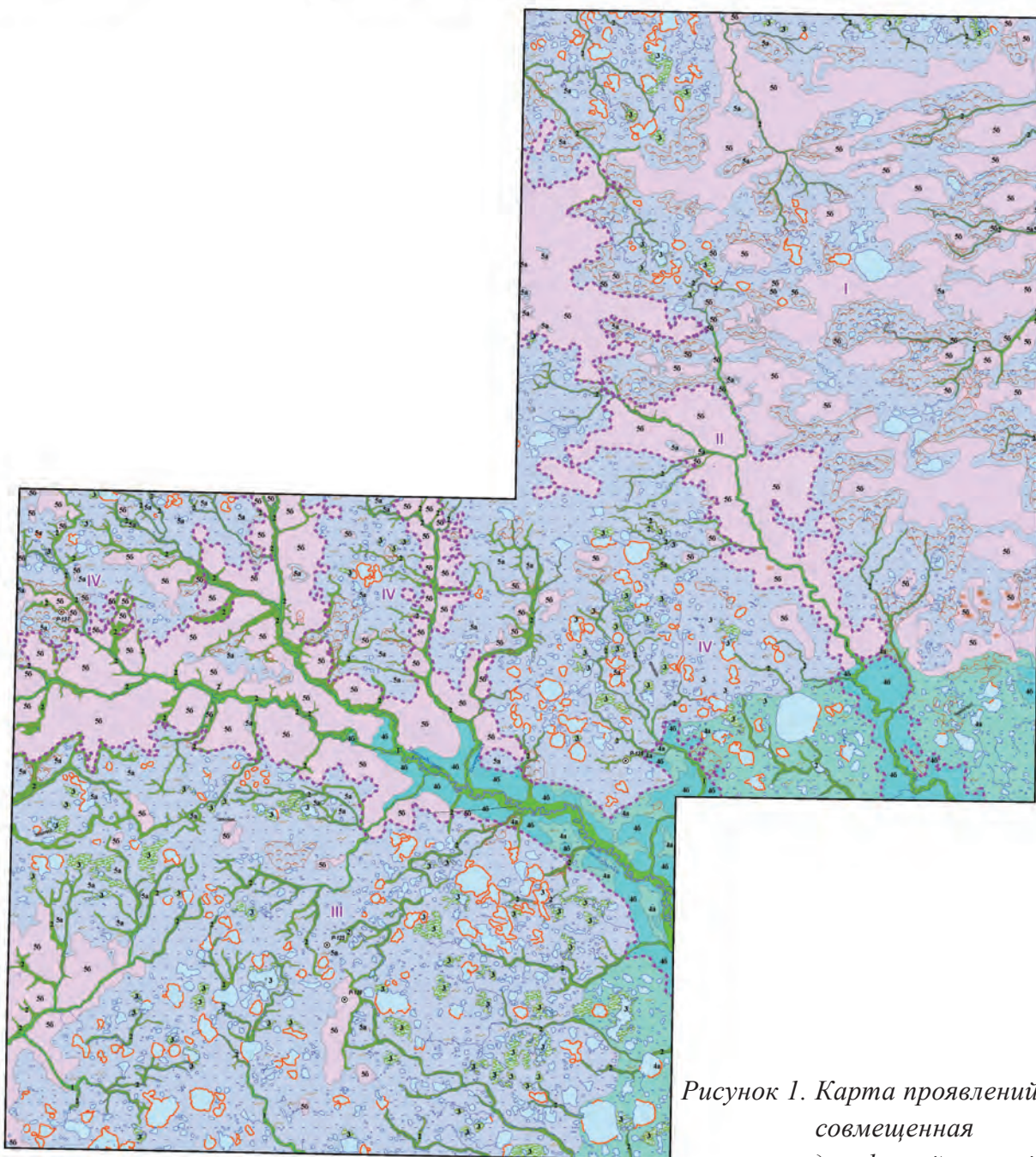
зонах, соответствующих унаследовано развивающимся зонам разломов (меридиональный Колтогорско-Пуровский авлакоген и др.). К долинному комплексу примыкают присклоновые озерно-аллювиальные равнины (террасы долинных озер). При составлении ландшафтной карты обычно наблюдается совпадение контуров выделяемых при дешифрировании геолого-геоморфологических единиц и почвенно-растительных сообществ. На снимках цветопередача и рисунок фотоизображения дают информацию о структуре растительного покрова, элементах рельефа и микрорельефа. Сочетание метеорологических, геокриологических, гидрогеологических условий, физические и физико-механические свойства пород обуславливают развитие в районе определенных экзогенных геологических процессов для каждого природного комплекса. По снимкам на участке были выделены преобладающие криогенные процессы (табл. 1). Продолжающееся хозяйственное освоение территории или природные явления, сопровождающиеся нарушением защитного почвенно-растительного покрова, изменением гидрологических условий и повышением температуры мерзлых грунтов, вызывает рост опасных экзогенных геологических процессов. Ретроспективный анализ информативных разновременных изображений на снимках позволяет выделять участки изменений. Значительно труднее учитывать изменения геологической среды в пределах поверхности с мощным чехлом рельефообразующих четвертичных отложений под воздействием эндогенных геологических процессов, в основном активизации новейших и современных тектонических движений, и их влияние на образование природных геохимических аномалий. Одним из

компонентов геолого-геоморфологической или морфолитогенной основы ландшафтов является структурный план территории, формирующийся под воздействием новейших и современных тектонических движений (Левина, Сорокина, Мешалкин, 2019).

Эндогенные геологические процессы предполагаются на основе линейментного анализа, о котором в пределах Западной Сибири имеется обширная литература. Известны работы Л.К. Зяtkовой, Г.Д. Шаблинской, В.И. Кузина, В.С. Суркова, А.Г. Репина,

АБ «АЭРОГЕОЛОГИЯ»

Карта проявлений опасных экзогенных геологических процессов



масштаб 1 : 50 000

Рисунок 1. Карта проявлений ЭГП, совмещенная с ландшафтной картой







Условные обозначения к рисунку 1 Природные комплексы (ландшафты)	
	Аллювиальный комплекс Поймы низкая и высокая плоские, гривистые, часто заболоченные, высотой до 5 м. Супеси, пески, алевриты, суглинки, торф. Леса и редколесья елово-лиственнично-кедрово-березовые кустарничково-зеленомошные в сочетании с ивняковыми кустарниками и болотами долинными плоскими осоково-сфагновыми и кустарничково-осоково-моховыми. Почвы аллювиальные: дерновые оподзоленные, торфянисто-перегнойно-глеевые и дерново-глеевые.
	Аллювиально-флювиогляциальный комплекс Ложбины стока с плоскими заболоченными, редко слабодренированными днищами. Торф, пески с прослоями супесей, суглинков. Болота долинные плоские и плоскобугристые кустарничково-сфагновые, осоково-пушицево-сфагновые с участками кустарников ольховниково-ивовых и редколесий елово-лиственнично-кедрово-березовых кустарничково-зеленомошных. Почвы: торфяные болотные низинные и переходные; аллювиальные дерново-глеевые, торфянисто-перегнойно-глеевые, на слабодренированных участках дерновые и дерновые оподзоленные.
	Озерный комплекс Котловины озерные, полностью или частично осушенные (хасыреи), плоские заболоченные, абс. отм. 30-60 м. Торф с прослоями песков, супесей, суглинков. Болота водораздельные плоские, местами плоскобугристые травяно-мохово-кустарничковые и травяно-моховые. Почвы: торфянисто-глеевые, торфяные болотные переходные и верховые.
	Озерно-аллювиальные комплексы Равнина плоская заболоченная, заозеренная, местами слабодренированная, абс. отм. 30-45 м. Торф, суглинки, супеси с прослоями песков. Болота переходные и верховые плоскобугристые и плоские кустарничково-лишайниково-сфагновые, осоково-пушицево-сфагновые. Почвы: торфянисто-глеевые, торфяные болотные переходные и верховые, глееземы дифференцированные и оторфованные.
	Равнина плоская, пологоволнистая дренированная, абс. отм. 30-45 м. Суглинки, супеси с прослоями песков. Редкостойные леса березово-кедрово-лиственничные кустарничково-зеленомошно-лишайниковые. Почвы: глееземы дифференцированные, в том числе оподзоленные, слабоподзолистые глеевые, светлосемы иллювиально-железистые и железистые глееватые.
	Озерно-ледниковые комплексы Равнина плоская, сильно заозёрная, заболоченная, абс. отм. 40-65 м. Торф, суглинки, супеси, на западе с прослоями песков. Болота водораздельные плоские, плоскобугристые и крупнобугристые кустарничково-лишайниково-зеленомошные, осоково-пушицево-сфагновые. Местами на пологих склонах подболоченные редколесья березово-лиственничные кустарничково-лишайниково-моховые. Почвы: торфяные болотные верховые, местами глееземы оторфованные, на западе торфяно-подзолисто-глеевые.
	Равнина плоская, пологоволнистая дренированная, местами подболоченная слабодренированная, абс. отм. 40-65 м. Суглинки, супеси с прослоями песков, на западе пески супеси. Редкостойные леса и редколесья березово-кедрово-лиственничные кустарничково-лишайниково-зеленомошные. Почвы: глееземы дифференцированные, светлосемы иллювиально-железистые и железистые глееватые, слаподзолистые глеевые, на западе подзолы иллювиально-гумусовые и глеевые.

Таблица 1 (к рис. 1). Распространение экзогенных геологических процессов

	Природный комплекс	Процессы
	Аллювиальный	Боковая эрозия
		Русловая аккумуляция
	Аллювиально-флювиогляциальный	Заболачивание
		Линейная эрозия
		Биогенная аккумуляция
		Термоабразия берегов
	Озерный	Криогенное пучение
		Термоабразия берегов
		Заболачивание
		Биогенная аккумуляция
	Озерно-аллювиальный (заболоченный)	Криогенное пучение
		Термокарст
		Заболачивание
		Биогенная аккумуляция
	Озерно-аллювиальный (дренированный)	Термокарст (ограничено)
		Линейная эрозия
		Криогенное растрескивание
	Озерно-ледниковый (заболоченный)	Криогенное пучение
		Термокарст
		Заболачивание
		Термоабразия
	Озерно-ледниковый (дренированный)	Линейная эрозия
		Солифлюкция
		Криогенное растрескивание

Н.И. Нестерова, Е.А. Ранцман, коллективов авторов из ФГУНПП «Аэрогеология». Северо-Ханчейский участок находится в западной части Пур-Тазовского новейшего поднятия, соответствующего в структуре осадочного чехла Хадыряхинской моноклинали в пределах Надым-Тазовской синеклизы (Бочкарев, Федоров, 1983). Для зон нарушений, большей частью, сдвигов (Гогоненков, Тимурзиев, 2010) характерна повышенная водонасыщенность, водоперетоки, связь поверхностных и подземных вод, изменения ММП. Учитывая условность

корреляции, можно предполагать, что в этих зонах выход на поверхность глубинных флюидов повышает температуру мерзлых толщ, способствуя развитию или активизации таких криогенных процессов как пучение, термокарст, термоэрозия (Губарьков и др., 2011). На базовом этапе мониторинга, на основании линеаментного анализа и тематического дешифрирования линейные элементы рельефа и ландшафта выделяются по спрямленным участкам: русел рек, тальвегов, оврагов, уступов и тыловых швов пойм, надпойменных террас и коренных

склонов долин, ложбин стока, озер, болот и хасыреев, границ озерно-болотных ландшафтов, линейным полосам растительности. На Северо-Ханчейском участке выделены зоны линеаментов с северо-западной с переходом на субширотную ориентировку, вне зон — линеаменты с диагональной ориентировкой (Левина, Мешалкин, Борзаковская, 2020 — в печати). Субширотные зоны прослеживаются в основном по долине Тэкотэдыльки и по границам заболоченных и дренированных озерно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин. На Надым-Тазовском междуречье к предполагаемым зонам разломов местами приурочены аномалии с превышением фоновых значений химических элементов. К таким аномалиям, обусловленным природными причинами, отнесена на Северо-Ханчейском участке аномалия хлоридов в донных отложениях озера в верховьях Бол. Хадырьяхи с превышением фона в 3,3 раза (2013 г.) и в 6,7 раз (2014 г.). В донных отложениях безымянного ручья правого притока р. Тэкотэдылька выявлена аномалия хлоридов (превышение фона в 3,9 раза). Она обусловлена, вероятно, разгрузкой подземных вод в субширотной зоне разлома, к части которой приурочена долина р. Тэкотэдылька в верхнем течении. Донные отложения рек и озер представляют среду, депонирующую состав, минерализацию и загрязнение поверхностных и подземных вод. К подземным водам, проникающим при активизации новейших и современных тектонических движениях в зонах разломов и повышенной трещиноватости, относятся воды сеноманского горизонта, который залегает на глубине 1300-1400 м под глинистым экраном и

мощной толщей ММП. Горизонт отличается высокой водообильностью с напорными высокоминерализованными водами хлоридно-кальциевого типа (поверхностные воды в основном — гидрокарбонатные). Из всего изложенного напрашивается вывод: геолого-геоморфологический анализ территории, на основании которого составляются ландшафтные и сопутствующие им карты, служит надежной основой оценки и прогноза опасных геологических процессов и устойчивости природной среды.

Литература

Бочкарев, В.С., Федоров, Ю.Н. Главные этапы формирования сводов и мегавалов чехла Западно-Сибирской молодой платформы // Геология и геофизика. – 1983. – №7. – С. 136-139.

Гогоненков, Г.Н., Тимурзиев, А.И. Сдвиговые деформации Западно-Сибирской плиты и их роль при разведке и разработке месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №3. – С. 384-400.

Губарьков, А.А., Алешин, Г.А., Идрисов, И.Р., Кириллов, А.В. Мониторинг экзогенных геологических процессов на магистральном газопроводе «Заполярье — Новый Уренгой» // Геология, поиски и разведка месторождений нефти и газа. – 2011. – №3.

Левина, Н.Б., Сорокина, Е.П., Мешалкин, К.А. Взаимосвязь рельефа, неотектонического режима, состава пород и многолетней мерзлоты со способностью ландшафтов к самоочищению (Север Западной Сибири). / География и современные проблемы. – 2019. – С. 110-115.

ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ УЧАСТНИКОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН И ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ликутов Е.Ю.

Калуга, Россия, likutov.evgenij@gmail.com

Аннотация. Цель работы: выявление и краткое рассмотрение проблем взаимодействий участников рельефообразования и их элементов, а также — некоторых результатов исследований взаимодействий в рельефообразовании. Применены результаты практически всех наших исследований за весь период его научной деятельности и данные литературных первоисточников. Для рассмотрения и получения результатов работы использованы как апробированные методы исследований, так и самостоятельно разработанные (в частности — методика выявления тектонических перекосов земной поверхности). Характерная особенность исследований — применение давно известных методов в необычных, а то и в «неуместных» случаях, что приносит, в свою очередь, необычные результаты, ранее не полученные другими исследователями. Проведёнными исследованиями выявлены следующие проблемы взаимодействий. 1. Установление уровня и подуровня (в ряде случаев — ранга) взаимодействий. 2. Условия возникновения и прекращения взаимодействий. 3. Закономерности прохождения взаимодействий. 4. Причины, критерии, способы оценки результативности взаимодействий. 5. Ассоциации взаимодействий и взаимопереходы внутри них и между ними. 6. Режимы прохождения взаимодействий. 7. Выявление возможностей и разработка программ и методик управления взаимодействиями. Показаны возможности и пути их исследований и решений. При рассмотрении проблем определены связи и взаимодействия — равнозначные с формами и элементами рельефа, процессами и внешними условиями формирования рельефа. Исследования взаимодействий в ходе наших полевых и теоретических работ привели к получению результатов, которые вряд ли достижимы традиционным изучением строения рельефа лишь с констатациями (выводами) о процессах и связях в рельефообразовании. Результаты исследований проблем взаимодействий позволяют существенно приблизиться к пониманию и установлению сущности рельефообразования, а также — к выработке системы управления рельефообразованием, отличающейся от многочисленных и часто — экологически вредных действий по «покорению» природы коренным свойством: полным и точным учётом и применением свойств и закономерностей естественного рельефообразования.

Ключевые слова: виды, ход, проблемы, результаты исследований взаимодействий

Введение. Состояние разработки и изученности взаимодействий охарактеризовано в немногих специальных их исследованиях (Ликутов, 2010, 2012, 2015). Один из их результатов — определение взаимодействия: взаимодействие в рельефообразовании — закономерно взаимовлияющее, взаи-

мообусловленное развитие воздействующих друг на друга взаимосвязанных участников рельефообразования (форм и элементов рельефа, процессов и внешних условий рельефообразования и/или их элементов, т.е. — геоморфосистем и внешних условий их функционирования). Разнообразие взаимо-

действий (на нынешнем уровне развития геоморфологии) представляется бесконечным. Практически каждая работа в той или иной форме, более или менее детально посвящена взаимодействиям. Специальные исследования взаимодействий в рельефообразовании за рамками упомянутых практически не проводятся по обычной в этих случаях причине: существовании проблем прохождения и исследований их. Проблемы прохождения взаимодействий кратко охарактеризованы нами ранее (Ликутов, 2015), проблемы исследований взаимодействий пока не рассматривались в литературе.

Материалы и методы. Применены и обобщены материалы практически всей научной работы автора (с 1979 г. по настоящее время) и данные литературных первоисточников (Билибин, 1955; Маккавеев, 1955, 1971, 1986; Щукин, 1960, 1964, 1974; Воскресенский, Маккавеев, 1967; Воскресенский, 1968, 1971, 1986; Флоренсов, 1978; Проблемы..., 1988, 1999; Ивановский, 1989; Агафонов, 1990; Динамическая..., 1992; и др.). Для получения первичных данных о строении и формировании рельефа, о взаимодействиях в рельефообразовании и о связанных с ними проблемах использовались не только известные методы геоморфологических исследований, но и, при необходимости, самостоятельно разработанные, в частности — методы выявления тектонических перекосов земной поверхности. Характерная особенность исследований — применение давно известных методов в необычных, а то и в «неуместных» случаях, что приносит, в свою очередь, необычные результаты, ранее не полученные другими исследователями.

Результаты и обсуждение. Проведёнными исследованиями выявлены следую-

щие проблемы взаимодействий.

1. *Установление уровня и подуровня (в ряде случаев — ранга) взаимодействий.* Классификация их построена ранее на основе исследований связей в рельефообразовании и их свойств. Согласно общенаучному определению (Философский..., 1983, с.598) связь — взаимообусловленность существования явлений и их свойств, разделенных в пространстве и/или во времени, а также — функционально. Построено 8 простых классификаций связей, одна из них — по степени опосредованности: 1) непосредственные; 2) опосредованные. В соответствии с ней установлен V уровень взаимодействий (по степени опосредованности), подразделяющийся на подуровни: V.1 непосредственные и V.2 опосредованные (Ликутов, 2012). Проблема в данном случае состоит в выявлении степени опосредованности связей и вместе с ними — взаимодействий. Мало установить факты существования связей — нужно установить их свойства, в данном случае — ответить на вопрос: что с чем связано непосредственно, что с чем — опосредованно? и по ним — рассматриваемых взаимодействий.

2. *Условия возникновения и прекращения взаимодействий.* Одна из их причин: изменения состояний остальных участников рельефообразования: форм и элементов рельефа, рельефообразующих процессов (далее — РП), внешних условий формирования рельефа, связей в рельефообразовании (Ликутов, 2012). В частности, изменения свойств связей по количеству активных участников связи от многосторонних (двусторонних) к односторонним прекращают рассматриваемое взаимодействие. Изменение свойств связей в обратном направлении ведёт к возникновению взаимодействия.

3. *Закономерности прохождения взаимодействий.* С этой проблемой мы столкнулись при исследованиях взаимодействий речных долин и их элементов, в частности — водных потоков, с тектоническими перекосами земной поверхности. При действии перекосов в различных направлениях формируются различные по своему строению речные долины, аллювий различной мощности, формируются или прекращают своё формирование россыпи.

4. *Причины, критерии, способы оценки результативности взаимодействий.* Причины взаимодействий чаще всего — в изменениях характера и, реже, интенсивности наиболее сильно меняющихся участников рельефообразования: РП и связей, в ряде случаев — внешних условий формирования рельефа (при резких изменениях их состояний). Критерии оценки результативности взаимодействий — степень изменений состояний каждого из участников рельефообразования, особенно (по однозначности) — строения рельефа. В выработке и применении способов оценки результативности взаимодействий чаще всего учитываются изменения строения рельефа. Способы различны: для незначительных (слабых) — одни (например, изменения мехсостава склоновых образований), для более сильных — другие (например, превращение поймы в надпойменную террасу), для наиболее сильных — изменения состояний проводников взаимодействий: уклонов продольного профиля водотока, характера миграций русла, формы поперечного профиля склона, направления смещения базиса денудации склона.

5. *Ассоциации взаимодействий и взаимопереходы внутри них и между ними.* Взаимодействия участников рельефообра-

зования в каждом конкретном случае происходят не в единственном числе. Совокупности взаимодействий не случайны, а составляют закономерно построенные ассоциации. Конкретные исследования позволяют выявить участников взаимодействий и их содержание. Выявлению ассоциаций взаимодействий реально содействует установление уровней, подуровней (рангов) взаимодействий (Ликутов, 2012). Взаимопереходы внутри ассоциаций наиболее точно (и полезно для понимания хода рельефообразования) устанавливаются при геоморфодинамических исследованиях. Взаимопереходы между ассоциациями чаще всего имеют место при изменении режима развития формы (элемента) рельефа, например, при преобразовании надпойменной террасы в террасовал, или надпойменной террасы в вершинную поверхность, или днища (древней) долины в вершинную поверхность, седловину или склон.

6. *Режимы прохождения взаимодействий* характеризуются их участниками, признаками, направленностью, скоростями, результатами и их изменениями в пространстве и во времени. Для их изучения, получения не только качественных, но и количественных характеристик необходимы разработка и постановка стационарных и полустационарных исследований новых типов: многонаправленных и многофункциональных.

7. *Выявление возможностей и разработка программ и методик управления взаимодействиями.* Эта проблема возникает и решается при исследованиях на стыке собственно геоморфологических (строения рельефа), геоморфодинамических и прогнозных исследований с накоплением данных многонаправленных и многофунк-

циональных стационарных и полустационарных исследований.

Наиболее важные результаты наших исследований взаимодействий в рельефообразовании: положение о сингенетичных и асингенетичных рельефообразующих процессах, закон наибольшей геоморфологической результативности постоянно действующих рельефообразующих процессов, принцип гармонии в рельефообразовании; формирование не только русла, но и долины р. Амур на участке Корсаковских кривунов под действием тектонических перекосов, взаимодействующих друг с другом (борьбы перекосов) (Гусев, Ликутков, 1990); виды взаимодействий склоновых процессов, принцип относительной автономности в рельефообразовании; уровни и ранги взаимодействий (Ликутков, 2012), обнаружение в ходе шурфовочных работ окатанного материала на округловершинном гребне.

Выводы. Взаимодействия — не только наименее изученный из участников рельефообразования. Их отличают и проблемы, далеко не со всеми из которых специалисты сталкиваются при исследовании строения, процессов и внешних условий формирования рельефа. Часть их них (убеждены — далеко не все) показана и кратко охарактеризована в настоящей работе, установлены и показаны пути и способы их исследований и решения. Эти результаты позволяют существенно приблизиться к пониманию и установлению сущности рельефообразования, а также — к выработке системы управления рельефообразованием, отличающейся от многочисленных и часто — экологически вредных действий по «покорению» природы коренным свойством: полным и точным учётом и применением свойств и закономерностей естественного рельефообразования.

Литература

Агафонов, Б.П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск.: Наука. Сиб. отделение, 1990. — 176 с.

Билибин, Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 472 с.

Воскресенский, С.С., Маккавеев, Н.И. Взаимодействие эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов в неоген-четвертичное время / Ломоносовские чтения (18-25 окт. 1967 г.): Тез. докл. науч. конференции. — М.: Изд-во МГУ, 1967. — С. 40-45.

Воскресенский, С.С. Изучение взаимодействия эндогенных и экзогенных сил в историческом аспекте — основная задача геоморфологии // Вестник МГУ. Серия 5. География. — 1968. — №2. — С. 19-27.

Воскресенский, С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 228 с.

Воскресенский, С.С. Выветривание на склонах в системе общей денудации суши // Вестник МГУ. Серия 5. География. — 1986. — №6. — С. 38-45.

Гусев, М.Н., Ликутков, Е.Ю. Особенности формирования врезанных излучин в верхнем течении р. Амур // Геоморфология. — 1990. — №4. — С. 63-71.

Динамическая геоморфология / под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 448 с.

Ивановский, Л.Н. Структура экзогенных процессов долин Северного Алтая. Теоретическая геоморфология / Кайнозой Внутренней Азии (Тез. докл. научн. Чтений памяти Н.А. Флоренсова). — Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. — С. 30-31.

Ликутков, Е.Ю. Связи и уровни взаимодействий в рельефообразовании / Теория геоморфологии и ее приложение в регио-

нальных и глобальных исследованиях: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова (Иркутск, 20-24 сентября 2010 г.). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – С. 22-24.

Ликутов, Е.Ю. Связи и взаимодействия как участники рельефообразования // Вестник Тюменского государственного университета. Серия Науки о Земле. – 2012. – №7. – С. 113-121.

Ликутов, Е.Ю. Проблемы действия связей, прохождения взаимодействий, выполнения функций рельефообразующих процессов как участников рельефообразования / Материалы XV совещания географов Сибири и Дальнего Востока (г. Улан-Удэ, 10-13 сент. 2015 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – С. 108-109.

Маккавеев, Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.

Маккавеев, Н.И. Сток и русловые процессы – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 115 .

Маккавеев, Н.И. Русловой процесс как одно из проявлений единого эрозионно-аккумулятивного процесса / Доклады секции русловых процессов Научного Совета «Комплексное использование и охрана водных ресурсов». Вып. 1: Общие вопросы теории руслового процесса. – Л.: Гидрометеопиздат, 1986. – С. 56-65.

Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др. – М.: Наука, 1988. – 256с.

Проблемы теоретической геоморфологии / Г.С. Ананьев, Л.Б. Аристархова, С.И. Болысов и др. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 512 с.

Философский энциклопедический словарь – М.: СЭ, 1983. – 840 с.

Флоренсов, Н.А. Очерки структурной геоморфологии – М.: Наука, 1978. – 237 с.

Щукин, И.С. Общая геоморфология – М.: Изд-во МГУ. Т.1, 1960. – 615 с.; Т.2., 1964. – 562 с.; Т.3., 1974. – 382 с.

ТРАВЕРТИНОНАКОПЛЕНИЕ КАК АККУМУЛЯТИВНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ КАРСТОВОГО ПРОЦЕССА

Лукашов А.А.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
smoluk@yandex.ru*

Аннотация. Аккумулятивные поверхностные карстовые образования сложены травертинами. Значимое травертинонакопление проявляется в формировании натёчных террас на разгрузках карстовых вод, в образовании наплывов, плащей и родниковых бугров на восходящих источниках карстовых вод (преимущественно термальных), в преобразовании пресноводными рифами водотоков в каскады проточных озёр, в цементации рыхлых отложений вторичным CaCO₃. Травертиновые конструкции Апеннин, Крыма, Кавказа, Памира, Венгрии, Балкан, Турции, Мексики, Ижорского плато, Южного Подмосковья, Китая и Лаоса демонстрируют широкий спектр наземной карстовой аккумуляции.



Рисунок 2. Уступ травертиновой террасы на выходе реки Су-учхан из-под толщи верхнеюрских известняков крымской Долгоруковской яйлы (на заднем плане). Фото А.А. Лукашова



Рисунок 1. Травертины Тиволи — *Iapis tiburinus* (Лацио, Италия). Фото А.А. Лукашова

Ключевые слова: карстовая аккумуляция, травертин, известковый туф, натёчное образование, карбонатная порода, цементация галечников

Наземная карстовая аккумуляция, всегда демонстрирующая карбонатный состав, существенно уступает по размаху карстовой денудации. Высокая растворимость хлоридов и сульфатов исключает формирование аккумулятивных карстовых образований из галита и гипса. Такому карсту способствуют зоны водной миграции, дренаж, влажный климат, чистота, мощность и водопроницаемость пород. Метеорная вода содержит много CO_2 и NO_3 , подземные воды — гуминовую, серную и другие кислоты. В присутствии углекислоты карбонаты Ca и Mg

переходят в растворимые бикарбонаты $[\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$. До тех пор, пока CO_2 диффундирует в воду, CaCO_3 переходит в раствор и порода разрушается. В 1 литре насыщенной CO_2 воды водотоков и водоёмов растворяется 2-3 г кальция. В морской воде, где много других ионов, растворимость карбоната Ca гораздо выше, что сказывается в широком распространении прибойных карров (Максимович, 1963, Гвоздецкий, 1981, Дудлянский и др., 2004).

Распад $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ на углекислоту и карбонат с выделением CO_2 происходит при со-



Рисунок 3. Формирование травертинового «плаща» на левом борту долины реки Подкумок, в основании юго-восточных склонов горы Машук, в Пятигорске, в диапазоне 500-600 м над у.м. Фото А.А. Лукашова



Рисунок 4. Натёчная лимонит-травертиновая терраса на выходах восходящих термальных вод в урочище Уйташ, (Приморский Дагестан, район г. Каспийска). Фото А.А. Лукашова

прикосновении раствора с воздухом, при прогревании и при испарении воды. В пещерах из высачивающейся влаги осаждается CaCO_3 , слагающий натёчно-капельные образования (сталактиты, сталагмиты, травертиновые подпруды — гуры и др.). В то же время на выходах карстовых вод — из-за скачкообразного снижения парциального давления CO_2 в приземной атмосфере — начинается садка травертина, губчатая или менее плотная разновидность которого на-

зывается известковым туфом. Аккумулятивные поверхностные карстовые образования сложены именно известковыми туфами — травертинами (от *lapis tiburtinus* — камень из Тибура, ныне — восточного пригорода Рима Тиволи, Италия — рис. 1).

Намечается 4 основных вида морфологически значимого травертинонакопления:

1. Формирование травертиновых террас в местах выходов карстовых водотоков на поверхность.

2. Рост каменных наплывов, плащей и родниковых бугров на восходящих источниках карстовых вод (преимущественно термальных).

3. Образование пресноводных карбонатных рифов, преобразующих водотоки карстовых областей в каскады проточных озёр.

4. Цементация рыхлых отложений вторичным карбонатом кальция.

Выпадение извести из карстовых вод происходит на термодинамическом барьере при резком — на порядок — скачкообразном снижении содержания растворённой углекислоты. У «порталов» крупных карстовых пещер — там, где осуществляется нисходящий концентрированный выход подземных вод зоны горизонтальной циркуляции, отлагаются высокопористые травертины — порою — многометровой мощности. Таким показательным геоморфологическим комплексом является, в частности, большая травертиновая терраса до 100 м по длинной оси близ «устья» крупнейшей в Крыму пещеры Кизил-Коба (Красная), неизменно вызывающей интерес у туристов и рекреантов (рис. 2).

Разгрузка неконцентрированных многоглавых карстовых источников нередко сопровождается формированием травертиновых «плащей», что происходит пре-

жде всего на склонах. Например, на подъёме Военно-Грузинской дороги с севера к Крестовому перевалу — на левом борту долины правого притока Терека р. Байдары. Выше автомобильного моста многочисленными термальными углекислыми источниками, разгружающимися в диапазоне высот 2280-2310 м, отложены «огромные покровы известковых туфов» (Ренгартен, 1937, с.

95). Длина травертинового конуса — 150 м, ширина — до 80 м. Обилие извести в этих источниках объясняется составом вадозных вод, проходящих сквозь толщу карбонатных пород свиты Ципори (J3–C1), но углекислота исходит из ещё не до конца остывшего вулканического очага голоценового вулкана Судзели на Водораздельном хребте.

Мощное травертинонакопление отмеча-



Рисунок 5 Формирование карбонатных рифов, превращающих реку Корану в карстовой области Западной Хорватии в каскад проточных Плитвицких озёр. Фото А.А. Лукашова

ется и в Пятигорске, на склонах г. Машук. Хотя бисмалиты Минеральных Вод на 10 млн. лет старше вулканов Кельского нагорья (в Грузии), и там, в частности — на отроге Машука г. Горячей — сохранившие высокую температуру углекисло-сероводородные воды отложили (в 7 стадий) до 70 м травертина (рис. 3).

Формирование каменных наплывов и родниковых бугров на восходящих источниках карстовых, нередко термальных напорных вод может осуществляться и за счёт выноса растворённого $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ по разломам с глубины в десятки-сотни метров. Темп «роста» травертинах в подобных условиях — около 1 мм/год. Такое явление характерно для зон кайнозойского орогенеза — с присущей их геологическому разрезу частично погребённой карбонатной формацией. Таковы, например, травертиновые «грифоны» в долине правого притока Дрина р. Радики (Западная Македония), источники в травертиновых чашах на северных склонах Низких Татр (Словакия), величественный «каменный водопад» Йерве-эль-Агуа в горах Оахаки (Мексика), «заплывающие» травертином фонтаны на Палатинском холме в Риме, родниковый травертиновый «обелиск» на восходящем источнике (mound shrng) на главной улице (the Columned Main street) раскопанного археологами античного города Пэргэ в южной Турции, всемирно известный «хлопковый замок» Памук-Кале в западной Турции, травертиновое обрамление термальных источников Гарм-Чашма в юго-западной части Нагорного Бадахшана, лимонит-травертиновая натёчная терраса в урочище Уйташ (Предгорный Дагестан — рис. 4).

Рост каменных плащей на карстовых источниках происходит и на бортах равнин-

ных долин. При этом травертинонакопление наблюдается и в пределах площадей, сложенных с поверхности нерастворимыми породами. Карстующиеся известняки на междуречьях могут залегать на многометровой глубине, будучи перекрыты, скажем, толщей морены. Глубинная эрозия, прорезав всю ледниковую толщу, достигает водопора (поверхности коренных пород) и провоцирует разгрузку карстовых вод, как, в частности, в долине правого притока Оки р. Протвы выше Боровска — у селений Сатино, Беницы и Ефаново.

Пресноводные рифы превращают — с участием водной и влаголюбивой растительности — водотоки карстовых областей в каскады озёр. Карстово-биогенное накопление известкового туфа в проточных водах имеет место при предельно возможном (и восполняемым по мере садки карбоната) содержании растворённого $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Пресноводные бентосные водоросли — эпилиты — развиваются на отмелях потока и на озёрном мелководье. При фотосинтезе они потребляют растворённый CO_2 и сдвигают карбонатное равновесие. Туф осаждается в виде микрокристаллов размерностью порядка 10 μm . Они инкрустируют растительную ткань и обволакивают водоросли, а затем, на новообразованных порогах — и мхи. Темп осадконакопления оценивается в 3 мм/год. Процесс протекает спонтанно, ибо возникшие травертиновые мели улучшают условия произрастания рифостроящих растений.

Распространёнными комплексами форм подобного рода являются миниатюрные туфовые плотинки, перегораживающие метровыми уступами русла водотоков первых порядков (Венгрия — р. Салайка, Крым — р. Сары-озень, Ижорскре плато — р. Шин-

гарка (Колокольцев и др., 2014)). Масштабные явления карстово-биогенного озёрно-речного туфонакопления наблюдаются на «родине карста» — в ряде районов Динарского нагорья. Примечательностью первого национального парка Хорватии «Плитвицкие озёра» стал каскад из 16-ти подпруженных травертинами проточных водоёмов на реке Коране (рис. 5). Мощность травертинов на высоких плотинах измеряется десятками метров. Биогенная садка извести дополняется хемогенной седиментацией доломита. Протяжённость крупнейших озёр системы >2 км, глубина достигает 46 м. Перепад уровней озёр системы — 133 м (от 636 до 503 м над у.м.).

В низовьях р. Крки — выше города Шибеника (Хорватия) сформировался рифовый каскад с судоходными озёрами, ставший «изюминкой» другого хорватского национального парка «Крка». Два мощных комплекса рифовых плотин Roški slap и Skradinski buk образуют каскады, включающие водопад высотой 15 м. Возраст продолжающих своё формирование толщ оценивается в 7 000 лет («живой травертин»). Однако в древней долине Крки установлены подобные отложения давности 125 000 лет («мёртвый травертин»).

Менее известен каскад подобных озёр на левом притоке р. Врбас — реке Пливе (Босния). На протяжении 8 км её нижнего течения продольный профиль осложнён серией аккумулятивных рифовых уступов и плотин. Длина Большого Пливского озера достигает 4-х км (на нём в своё время проводились европейские гребные регаты!). Высота приустьевого водопада в городе Яйце составляет 17 м. Мощность травертинов на Пливе достигает 60 м.

В приморской части Герцеговины, за-

паднее Чаплины развит подобный комплекс — Кравице. Водопад Докузак на травертиновой плотине украшает природный парк Странджа в ЮВ Болгарии. Эффектный водопад Kuang Si ниспадает с многометровой травертиновой плотины в северном Лаосе. Но едва ли не самыми впечатляющими подпрудными биогенно-карстовыми озёрами обладает парк Гжуджайгоу на юго-востоке Китая.

Цементация рыхлых отложений вторичным CaCO_3 , пересыщающим приповерхностные подземные воды, характерна для бассейнов рек, почти полностью располагающихся в пределах карбонатных комплексов. Едва ли не наиболее ярко это явление запечатлено в террасовых комплексах рек Герцеговины и Черногории. На реках Неретве и Мораче цементация вюрмских флювиогляциальных галечников бронировала поверхности надпойменных террас, превратив галечники в прочные конгломераты.

Рассмотренные и упомянутые травертиновые конструкции Апеннин, Крыма, Кавказа, Памира, Венгрии, Балкан, Турции, Мексики, Ижорского плато, Южного Подмосковья, Китая и Лаоса наглядно демонстрируют широкий спектр наземной карстовой аккумуляции.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Максимович, Г.А. Основы карстоведения. Т. 1. – Пермь, 1963. – 445 с.

Гвоздецкий, Н.А. Карст – М.: «Мысль», 1981. – 216 с.

Дудлянский, В.Н., Дублянская, Г.Н. Кар-

ствождение. Ч. 1. Общее карстование – Пермь, 2004. – 178 с.

Ренгартен, В.П. Военно-Грузинская дорога / Экскурсии по Кавказу. Ростов — Тбилиси – ОНТИ НКТП СССР. Гл. ред. Геолого-развед. и геодезич. лит-ры. – Л.-М.,

1937. – С. 69-111.

Колокольцев, В.Г., Никитин, М.Ю., Ковалевская, Е.О. Современные травертины в районе Санкт-Петербурга // Природа. – 2014. – №7. – С. 17-29.

ТИПЫ ЛИТОЛАНДШАФТОГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

Михно, В.Б., Горбунов А.С., Быковская О.П.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, gorbunov.ol@mail.ru

Аннотация. Основной целью исследования является анализ влияния на формирование ландшафтов Центрального Черноземья литогенной основы, которая образована верхними слоями горных пород, входящих в современную кору выветривания, и представлена двумя крупными группами горных пород — карбонатными (мел, мергель, известняк, доломит) и силикатными (песок, песчаник, глина, суглинок, гранит). В ходе исследования установлено, что различия в литологии горных пород Центрального Черноземья предопределяют дифференциацию процессов литоландшафтогенеза, влекущую за собой формирование разнообразных ландшафтов. Поскольку в практическом плане подобные сведения необходимы для решения задач, связанных с территориальным планированием, ландшафтно-экологическим проектированием, обустройством агроландшафтов, совершенствованием системы ООПТ, авторами была предпринята попытка проведения структурно-генетической классификации литогенной основы ландшафтов Центрального Черноземья на основе принципов сходства физико-химических свойств, генезиса и литологии горных пород. В качестве таксономической системы единиц были использованы отдел — класс — тип — род — вариант — вид литогенной основы. Платформой для проведения классификации послужила карта литогенной основы ландшафтов Центрального Черноземья в масштабе 1:500 000, составленная авторами на основе полевых исследований и данных ДЗЗ. Проведенное исследование подтвердило, что ландшафтообразующая роль литогенной основы проявляется неодинаково: она усиливается при уменьшении таксономического ранга геосистем и ослабевает в пределах крупных единиц дифференциации. На уровне физико-географических районов литогенная основа нередко играет ведущую роль в их обособлении, решающее влияние литогенная основа оказывает также на формирование и обособление локальных ландшафтов: местностей, урочищ и фаций.

Ключевые слова: ландшафтогенез, литоландшафтогенез, литогенная основа, литогенные ландшафты, Центральное Черноземье

Введение. Литогенная основа геосистем представляет собой верхние слои горных пород, входящие в современную кору выветривания. Ее мощность изменяется, от

нескольких сантиметров в местах обнажающихся плотных горных пород до 30-40 м на территориях, перекрытых рыхлыми преимущественно песчано-глинистыми отложе-

ниями. Нижняя граница литогенной основы совпадает с горизонтом грунтовых вод, в ее пределах наблюдается наиболее активное преобразование горных пород под воздействием внешних факторов.

Формирование горных пород входящих в литогенную основу ландшафтов на территории Центрального Черноземья происходило на разных этапах развития. Оно связано с флювиальными процессами, воздействием покровных оледенений, физико-химическим выветриванием и трансгрессиями морских бассейнов. В результате чего литология современной коры выветривания довольно разнообразна и представлена двумя крупными группами горных пород — карбонатными (мел, мергель, известняк, доломит) и силикатными (песок, песчаник, глина, суглинок, гранит). В структуре ландшафтов региона, преобладают геосистемы с силикатной литогенной основой, занимающие более 85% площади.

Ландшафтогенез силикатной литогенной основы. Преобладание ландшафтов с силикатной литогенной основой не случайно, поскольку силикаты являются доминирующим видом минералов в литосфере. В регионе они выступают важнейшими породообразующими минералами глин, песков, суглинков, супесей, песчаников, гранитов. Не смотря на общие черты силикатных горных пород, связанные с наличием кремнекислородного радикала, они довольно разнообразны по физико-химическим свойствам, в результате чего, оказывают различное влияние на процессы ландшафтогенеза. Граниты формируют слабо подверженные денудации скальные выходы, в противоположность им интенсивно разрушаемые рыхлые пески способ-

ствуют образованию эоловых ландшафтов, вязко-пластичные мелкозернистые глины, выступая водоупорами, формируют недренированные геосистемы.

Силикатные горные породы в пределах региона образуют три основных типа литогенной основы ландшафтов: песчаный, суглинистый, глинистый (песчаниковый и гранитный имеют очень ограниченное распространение). Внутри типов по особенностям генезиса можно выделить подтипы. Для песчаной литогенной основы — аллювиальный и флювиогляциальный; для суглинистой — лессовидный и моренный; для глинистой — осадочно-морской и ледниково-моренный.

Наиболее широкое распространение получили геосистемы, литогенной основой которых выступают лессовидные маломощные безвалунные суглинки, перекрывающие на обширной территории различные элементы рельефа, морена Донского оледенения, представленная глинами с валунами дальнепринесенных пород и разновозрастные аллювиальные пески.

Ландшафтогенез карбонатной литогенной основы. Процессы ландшафтогенеза Центрального Черноземья во многом зависят от карбонатных горных пород, сформировавших литогенную основу ландшафтов значительной части Среднерусской и Калачской возвышенностей. Непосредственно на дневную поверхность они выходят лишь на 14,7% площади региона, что в 5,6 раз меньше участия силикатов. Однако карбонатные горные породы даже будучи погребенными под другими слоями могут оказывать существенное влияние на формирование и развитие ландшафтов, в частности через

процессы карстообразования. По своему литологическому составу карбонатные породы неоднородны. В южной части региона доминируют мело-мергельные отложения, на севере преобладают известняки. Их ландшафтообразующая роль проявляется неодинаково и связана с физико-механическими свойствами, обуславливающими специфику потоков вещества и энергии, лежащих в основе ландшафтогенеза. Отличительной чертой карбонатных пород является высокая интенсивность процессов ландшафтообразования, о чем говорит сильная подверженность их эрозионным и карстовым процессам, которые в значительной мере изменяют рельеф местности и трансформируют существующие ландшафты. Они также способны увеличивать контрастность сред и ускорять процессы переноса вещества между геосистемами. Ландшафтам, сформировавшимся при участии карбонатной литогенной основы свойственно ослабленное проявление зональных признаков, морфолого-генетическое разнообразие, повышенная динамичность и подверженность карсту.

В зависимости от соотношения химической и механической денудации, предопределяющей структуру геосистем, ландшафты с карбонатной литогенной основой, образуют два типа: карстово-меловые и известняково-карстовые (Михно, Быковская, Горбунов, 2020).

Структурно-генетическая классификация литогенной основы ландшафтов Центрального Черноземья. Различия в литологии горных пород Центрального Черноземья предопределяют дифференциацию процессов литоландшафтогенеза, влекущую за собой формирование разнообразных

ландшафтов. Изучение особенностей литогенной основы представляет как научный, так и практический интерес. В научном плане оно позволяет расширить представления об устойчивости, экологическом потенциале и закономерностях развития ландшафтов. В практическом плане подобные сведения необходимы для решения задач, связанных с территориальным планированием, ландшафтно-экологическим проектированием, обустройством агроландшафтов, совершенствованием системы ООПТ.

В связи с этим одной из первоочередных задач исследования является систематизация литогенной основы ландшафтов Центрального Черноземья. Принимая это во внимание, авторы, используя типологическую группировку литологических формаций региона, попытались разработать структурно-генетическую классификацию литогенной основы ландшафтов региона. Группировка элементов строилась по принципам сходства физико-химических свойств, генезиса и литологии горных пород.

Высшей таксономической единицей классификации выступает **отдел**. Его выделение основано на общности механического состава горных пород. На основании этого в регионе выделено два отдела литогенной основы: *петрогенный, плотный, щебнисто-каменистый и пелитовый, рыхлый, мелкозернистый*. Внутри отделов по химическому составу горных пород обособляются два **класса**, *силикатный и карбонатный*. Классы подразделяются на **типы**. Основанием их деления выступает литологический состав горных пород. В карбонатной литогенной основе обособляются 4 типа: *известняковый, меловой, мергель-*

ный и доломитовый, в силикатной — песчаный, суглинистый, глинистый, песчаниковый и гранитный. Учитывая генезис горных пород типы литогенной основы подразделены на **роды**: осадочно-морской, денудационно-аккумулятивный, континентально-осадочный и магматический. Различия в гипсометрическом положении лежат в основе выделения **вариантов** — *высокого*, соответствующего Среднерусской и Калачской возвышенностям и *низкого*, развитого на Окско-Донской равнине. Низшей единицей классификации выступает вид литогенной основы, который выделяется по особенностям преобладающих геоморфологических процессов, сформировавших и формирующих современную морфоскульптуру. Виды представлены *эрозионной, оползневой, карстовой, суффозионной, мерзлотной, аккумулятивной и антропогенной* литогенной основами.

Роль литогенной основы в формировании ландшафтов. Литогенная основа всегда выступала одним из ключевых факторов природной дифференциации (Шукин, 1964, Солнцев, 2001, Николаев, 1999 и др.) В пределах Центрального Черноземья она играет большую роль в обособлении региональных и типологических ландшафтных комплексов. Особенно убедительно это показано в работах, посвященных физико-географическому районированию и ландшафтному картографированию региона (Мильков, 1961, 1996).

Все региональные геосистемы (зоны, провинции, районы) испытывают воздействие литогенного фактора. При этом в пределах разных таксономических единиц ландшафтообразующая роль его проявляется неодинаково. Она усиливается при

уменьшении таксономического ранга геосистем и ослабевает в пределах крупных единиц дифференциации. На уровне физико-географических районов литогенная основа нередко играет ведущую роль в их обособлении. Например, Придонской меловой и Калитвинский волнисто-балочный районы среднерусской лесостепи относятся к литогенному (петрогенному) ряду ландшафтных комплексов (Мильков, 1976).

Еще большее влияние литогенная основа оказывает на формирование и обособление локальных ландшафтов: местностей, урочищ и фаций. Различия в местоположении и литологии горных пород лежат в основе выделения типов местности региона (плакорного, междуречно-недренированного, водораздельно-зандрового, останцово-водораздельного, склонового и пойменного). Их внутренние ландшафтные различия также раскрываются за счет особенностей литогенной основы: литологических и высотно-геоморфологических вариантов типов местности и урочищ, получивших отражение на ландшафтной карте Воронежской области (1:200 000).

Выводы. Таким образом, ландшафтообразующая роль литогенной основы в пределах Центрального Черноземья проявляется на разных уровнях ландшафтной дифференциации и обусловлена различиями физико-химических свойств, генезиса и литологии горных пород. В зависимости от состава свойств и местоположения горных пород в рельефе, а также соотношения с интеграциями современных источников развития ландшафтов, воздействия их на физико-географические процессы и компоненты проявляются неодинаково: от ведущей роли до подчиненной. Определение специфики и степени проявления ландшафтообразующей

роли литогенной основы важно при решении научных и практических задач, касающихся природопользования и оптимизации ландшафтно-экологической обстановки региона. Решению этих задач будет способствовать структурно-генетическая классификация литогенной основы ландшафтов Центрального Черноземья, дополненная факторным анализом ее вклада в формирование других геокомпонентов.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 19-45-360005 р_а.

Литература

Мильков, Ф.Н. Донское Белогорье – Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета, 1976. – 160 с.

Мильков, Ф.Н. Физико-географическое районирование Центрально-Черноземных областей – Воронеж: Изд-во Воро-

нежского государственного университета, 1961. – 261 с.

Мильков, Ф.Н. Эколого-географические районы Воронежской области – Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета, 1996. – 216 с.

Михно, В.Б. Быковская, О.П. Горбунов А.С. Региональные особенности литоландшафтогенеза Центрального Черноземья // Региональные геосистемы. – 2020. – Т. 44. – №1. – С. 29-40.

Николаев, В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения – М.: Изд-во Московского университета, 1979. – 160 с.

Солнцев, Н.А. Учение о ландшафте (избранные труды) – М.: Изд-во Московского университета, 2001. – 384 с.

Щукин, И.С. Общая геоморфология. Т. 2 – М.: Изд-во Московского университета, 1964. – 564 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА И ПРИРОДА ЗЕМЛИ

Мысливец В.И.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
myslivets@yandex.ru*

Аннотация. Изменения рельефа Земли происходили со времени образования планеты как в результате внешних воздействий (космических, планетарных, эндогенных, экзогенных), так и в ходе саморазвития планетарной геоморфологической системы. Они оказали большое влияние на возникновение и развитие жизни, на эволюцию географической оболочки. Рельеф, в свою очередь, испытывал воздействие природных факторов.

Ключевые слова: Глобальный рельеф, изменения, «глобальный океанский конвейер», мосты суши, океанские пороги, трансгрессии, регрессии, условия возникновения жизни, эволюция системы Земля – Луна, горные системы

Введение. Основные аспекты влияния глобального рельефа на развитие географической оболочки следующие:

1. Контраст высот и глубин земной поверхности — главное условие проявления одного из основных свойств географической

оболочки, круговоротов вещества, энергии и информации.

2. Создание геолого-геоморфологических условий возникновения жизни и выхода ее на континенты.

3. Горизонтальные перемещения кон-

тинентальных блоков. Сборка и распад суперконтинентов; влияние этих процессов на конфигурацию «глобального океанского конвейера».

4. Возникновение и исчезновение «мостов суши» и «океанских порогов».

5. Появление массивов суши в полярных широтах, создание условий похолодания климата и возникновения покровного оледенения.

6. Возникновение и разрушение горных систем.

7. Рельеф и биоразнообразие; массовые вымирания биоты.

8. Крупные трансгрессии и регрессии.

9. Расширение и уменьшение площади морских мелководий, изменение характера приливного торможения Земли и удаления Луны, изменения угла наклона оси вращения Земли.

10. Поступление биогенных соединений в океан с продуктами вулканизма и денудации.

11. Возникновение и исчезновение крупнейших озер.

Происхождение глобального рельефа.

По современным представлениям, Земля возникла около 4,55 млрд. л. назад из довольно холодного газопылевого облака. В ходе аккреции, падения метеоритов произошел ее разогрев и образование гипотетического магматического океана — расплавленной части мантии до глубин порядка 750 км (Лобковский и др., 2004). В этих условиях трудно ожидать возникновения значительных неровностей поверхности планеты, и рельеф практически отсутствовал. Впрочем, это, также гипотетическое, состояние поверхности, если и существовало, то недолго. Вскоре возникла самая крупная на Земле неоднородность, существующая до

настоящего времени, и у нашей планеты появился крупный спутник — Луна.

Образование Луны и дальнейшая эволюция двойной планеты, аналогов которой нет в Солнечной системе, являются важнейшей проблемой землеведения. С ней тесно связано возникновение глобальной асимметрии Земли, её разделение на Тихоокеанское и Индо-Атлантическое полушария. После изучения образцов лунных пород очень популярной, особенно на Западе, стала гипотеза мегаимпакта (Hartmann, Davis, 1975). Согласно этой гипотезе, в истории ранней Земли произошло столкновение с крупным, размером с Марс, небесным телом — мегаимпакт. По существу, это было завершение стадии аккреции, когда сталкивались и агрегировались планетезимали. Конденсация испарившегося в результате удара вещества на околоземной орбите привела к образованию Луны — очень крупного по отношению к планете-хозяйну спутника. Против этой гипотезы также были выдвинуты различные, в том числе геохимические, аргументы.

Наибольшей популярностью пользуются три способа возникновения Луны: гравитационный захват Землей будущего спутника; отделение его тем или иным способом от Земли; одновременное формирование обеих планет из сгустка вещества протопланетного облака. Последнюю гипотезу развивает Э.М. Галимов (2008). Понятно, что выбор какой-то из этих гипотез очень важен для создания концепции последующей глобальной эволюции Земли. Однако в двух важнейших для планетарной геоморфологии моментах мнения большинства специалистов сходятся. Во-первых, возникновение крупнейшей неоднородности Земли, позднее ставшей впадиной Тихого океана, тесно

связано с Луной, независимо от способа её образования. Даже в случае аккреции отдельно Земли и Луны гравитационное влияние последней на перемещения земного вещества обязательно должно было привести к развитию указанной неоднородности. Другими словами, самую значительную особенность первичной дифференциации своей поверхности Земля обрела на самой ранней стадии существования.

Во-вторых, в ходе последующей эволюции Луна вызывала приливное торможение вращения Земли, изменения угла наклона оси её вращения и удалялась от Земли. В результате уменьшения скорости вращения возникали разность моментов вращения металлического ядра и силикатной мантии, трение и выделение тепла на границе ядро — мантия. Появился дополнительный источник тепловой энергии, какого нет у других планет земной группы — Марса и Венеры.

Судя по данным сейсмической томографии (Zhao, 2001), различия между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим полушариями прослеживаются вплоть до границы ядра и мантии. Вероятно, упомянутое выше событие в ранней истории планеты (мегаимпакт или влияние Луны) оказали воздействие на всю последующую эволюцию Земли.

К 60-м гг. XX века было неоднократно подтверждено высказанное А. Вегенером предположение, что материка возвышаются над дном океанов благодаря присутствию в составе их коры гранитного слоя. Однако если океаническая базальтовая кора непосредственно выплавляется из мантии, то для гранитных пород это в большинстве случаев невозможно: они образуются в ходе вторичного переплавления терриген-

ного вещества осадочных толщ в присутствии воды (Ярошевский, 2004). Наиболее древние континентальные породы — тоналит-трондjemит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация — образовались или в результате тектонического скупивания и переплавления нижней части скопившегося материала, или в ходе падений метеоритов, провоцировавших магматические процессы и подъём расплава. В пользу последнего предположения говорит форма древнейших структур архейских щитов — гранитогнейсовых овалов и куполов, зародышей будущих континентов (Салоп, 1982). Их денудация и последующая гранитизация образовавшихся осадочных толщ были одним из основных (но не единственным) процессом наращивания континентов; к концу архея сформировалось около 85 % континентальной коры мощностью 30-0 км (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Изучение древнейших пород юго-западной Гренландии привело исследователей к выводу о наличии в каком-то виде гидросферы уже в раннем архее, около 4,0 млрд. л. назад. К концу архея первые континенты были окружены океанами глубиной в первые сотни метров. Сформировались геоморфологические условия для проявления важнейшего свойства географической оболочки — глобальных круговоротов вещества: контраст высот и глубин земной поверхности.

Причины и следствия эндогенной геодинамики. Тепловая энергия в глубоких недрах Земли, во-первых, осталась от тепла разогретой ранней планеты; во-вторых, является результатом радиоактивного распада; в-третьих, генерируется продолжающейся дифференциацией вещества недр; в-четвертых, возникает в результа-

те уже упомянутого трения металлического ядра и силикатной мантии, вращающихся с разной скоростью. Это тепло стремится выйти наружу, в околоземное пространство; на ранних стадиях развития это происходило почти на всей поверхности. По мере того, как Земля остывала, а ее кора становилась все более мощной и жесткой, выходящее тепло сосредотачивалось во все более и более узких зонах — горных поясах, срединно-океанических хребтах, рифтогенных впадинах.

Крупные массивы континентальной коры экранировали выход тепла и провоцировали образование плюмов и суперплюмов мантийного вещества. Над этими плюмами происходил раскол континентов, начинался рифтогенез, переходивший в спрединг, образовывались океаны. После этого следовала перестройка системы мантийной конвекции и континентальные фрагменты собирались в очередной суперконтинент. Этот процесс сопровождался субдукцией океанической коры, коллизией блоков и образованием горных систем (Хаин, Ломизе, 1995). Судя по мощности молассовых накоплений, высота гор со временем нарастала. Протерозойские (рифейские) молассы имеют мощность от нескольких сотен метров до 2-3 км, палеозойские — 5-6 км, а кайнозойские достигают 7-12 км (Яншин, 1993).

В.Е. Хаин (2001) насчитывает в истории Земли четыре суперконтинента: 1) эпипалеопротерозойский, 2) эпипалеопротерозойский, 3) эпимезопротерозойский — Родиния и 4) вегенеровская Пангея, образованная 320 млн. л. назад и начавшая распадаться 200 млн. л. назад. Как эти суперматерики, так и образующиеся при их распаде отдельные фрагменты представляли собой формы глобального мегарельефа — материки и круп-

ные острова, а разделявшие и окружавшие их пространства имели океанический характер. Площадь континентов со временем увеличивалась и к нашему времени достигла наибольших значений.

Основная функция положения и конфигурации этих континентальных массивов в развитии географической оболочки заключается в следующем. Земля — планета, большая часть поверхности которой покрыта водой. Вращение Земли приводит к возникновению пассатных ветров и сильного экваториального течения, направленного с востока на запад. Конфигурация суши и моря может способствовать этой циркуляции, как во времена существования Лавразии и Гондваны, океана Тетис (и его предшественников), а может препятствовать — как при замыкании Тетиса и возникновении Альпийско-Гималайского пояса. Кроме того, эта конфигурация может способствовать тепломассопереносу из низких широт в высокие, как во времена древних океанов Япетус, субмеридиональной части Палеоазиатского океана или современной Атлантики, а может ему препятствовать. Сферическая форма Земли, особенности общей циркуляции атмосферы в конечном счете определяют функционирование Течения Западных ветров, а оно возникло лишь после образования океанических проходов в районах морей Скотия, Тасманова и океанического пространства между Австралией и Антарктидой.

Рельеф, зарождение жизни и выход её на сушу. В 1959 г. Д. Бернал высказал гипотезу о происхождении жизни в прибрежной зоне океана. С тех пор сильно изменились представления о проблеме происхождения жизни, но знания о внешних, в том числе физико-географических, условиях её воз-

никновения обогатились весьма слабо (Галимов, 2006). Прибрежная зона наиболее подходит для этого, хотя не исключены и другие обстановки — например, подводные гидротермальные источники.

Сейчас известно, что вода и водяной лед относятся к наиболее распространенным веществам в Солнечной системе. Существуют планетные тела (например, спутник Нептуна Тритон и др.), на которых вода образует сплошную оболочку глубиной в сотни километров — по существу, водяную мантию. Если бы подобный глобальный океан существовал на Земле, его динамика определялась бы лишь вращением планеты и неравномерным поступлением солнечного тепла на сферическое тело.

Однако в случае образования такого океана глубиной даже в первые километры никакой прибрежной зоны не могло существовать. Гипотетически такая возможность на ранней Земле была. При рассмотрении происхождения гидросферы (океана) называются три возможных пути этого процесса: дегазация мантии, конденсация при остывании первичной атмосферы, поступление воды в результате падений комет с их ледяными ядрами. С нашей точки зрения, предпочтительным является первый вариант. В случае второго и особенно третьего вариантов количество воды на Земле практически не связано с эволюцией планеты, и можно представить возникновение глобального глубокого океана. Похоже, однако, что дегазация мантии происходила согласованно с дифференциацией ее вещества, приведшей в конечном итоге к образованию континентальной коры. Вероятнее всего, поверхность первичных континентов и уровень океанов были в общем сбалансированы, и прибрежная зона существовала, что не ис-

ключает, однако, как этапов очень значительного покрытия материков водами океана, так и геократических эпох.

Роль рельефа при этом проявлялась в возникновении и дальнейшем развитии глобальных круговоротов вещества, для чего нужен перепад отметок земной поверхности, и в возникновении береговой зоны и прибрежных мелководий, что создало географические условия для возникновения и развития жизни. Этим, однако, указанная роль не ограничивалась.

Появление многоклеточных животных в венде и многообразной скелетной фауны беспозвоночных в кембрии было важнейшим этапом в эволюции животного мира; оно подготовило последующий выход жизни на сушу. Необходимым условием этого процесса были глобальные трансгрессии и образование обширных мелководий (Современная палеонтология, 1988), что, скорее всего, было в свою очередь обусловлено изменениями рельефа.

Возникновение и исчезновение «океанских ворот» и «мостов суши». В настоящее время существуют несколько регионов, изменения рельефа в которых особенно важны для географической оболочки и определяют развитие природы целых материков и океанов. Некоторые из них будут рассмотрены ниже.

Пролив Дрейка и море Скоттия. В конце 70-х годов прошлого века было высказано предположение об образовании пролива Дрейка в результате раздвижения литосферных плит Южной Америки и Западной Антарктиды (Barker, Burrell, 1997). Аргументами в пользу такого предположения были наличие осей спрединга, трансформной зоны разлома Шеклтона, зоны субдукции в виде Южно-Оркнейского желоба, линейных

магнитных аномалий. Небольшие фрагменты континентальной коры говорили о существовании разрушенного континентального моста. Пролив образовался в интервале времени от 30 до 15 млн. л. назад. С его образованием воды Тихого океана стали поступать на восток и возникло Циркум-Антарктическое течение. Дальнейшее изучение региона показало, что по особенностям геолого-геоморфологического строения и развития он относится к числу наиболее сложных в Мировом океане.

Панамский перешеек. Появление континентального моста между Северной и Южной Америками не только способствовало обмену животными и растениями суши, но и стало преградой на пути водообмена между Тихим и Атлантическим океанами. Возникновение перешейка способствовало появлению Гольфстрима, изменению климата северо-западной части Евразии и имело другие последствия, глубоко изменившие природу Земли. Например, согласно одной из версий, к таким последствиям относят появление в Африке ландшафта саванны, что оказало влияние на эволюцию гоминид и, в конечном счете, привело к появлению человека.

Согласно данным последних исследований, Панамская островная вулканическая дуга — будущий перешеек — появилась в результате субдукции Тихоокеанской — Фараллонской литосферной плиты под Карибскую и Южноамериканскую плиты около 73 млн. л. назад и заняла близкое к современному положение около 50 млн л. назад. Около 6 млн. л. назад Панамская дуга стала испытывать поднятие, которое продолжается до настоящего времени. 3,2 млн. л. назад прекратился генетический обмен между мелководными тихоокеанскими и карибски-

ми видами; 3 млн. л. назад произошло падение уровня моря, связанное с образованием Гренландского ледникового щита, 2,76 млн. л. назад прекратился обмен поверхностными водами, а 2,6 млн. л. назад начались регрессии плейстоцена. Результатом этих событий было превращение перешейка в сушу, однако кратковременная связь бассейнов, возможно, приуроченная к межледниковым повышениям уровня, имела место до 2,45 млн л. назад (ODea et al., 2016). Близкую дату прекращения поверхностной связи между водами Тихого океана и Карибского моря дает изучение кернов глубоководного бурения (Keigwin, 1978).

Таким образом, появление Панамского перешейка — не разовый акт, а процесс довольно длительного становления, завершившийся к середине плиоцена. Событие это настолько важное для развития географической оболочки, что следы его влияния могут сохраняться в самых разных регионах.

Берингия. В тектоническом отношении Берингов пролив приурочен к Сьюардскому блоку Юконского срединного массива карельского возраста. Новейшая структура Берингова пролива представляет собой грабен субмеридионального простирания, наложенный на поперечную зону поднятий полуостровов Дауркин (Чукотка) и Сьюард (Аляска; Дунаев, 1985). При понижении уровня по осушившемуся шельфу происходил взаимообмен видами между Старым и Новым светом; в течение плейстоцена это происходило по меньшей мере четырежды (Свиточ, 2002). Последним понижением уровня воспользовался древний человек, проникнув в Америку. Одновременно осушение пролива создавало порог на пути теплых тихоокеанских вод. Обогрев этими водами Арктического бассейна прекращался и

возникали условия для дополнительного понижения температуры.

Заключение. Объем настоящего сообщения не позволяет рассмотреть такие аспекты влияния изменений рельефа на развитие географической оболочки, как происхождение глобальных трансгрессий и регрессий, «всплывание» материков в течение фанерозоя, распределение осадков в Мировом океане, гранитизацию осадочных толщ

и другие явления. Однако и приведенные примеры позволяют сделать вывод об определяющей роли рельефа в развитии природы Земли.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»; при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №16-05-00819.

ОЗОВЫЕ ГРЯДЫ КАК МОРФОСТРУКТУРНЫЕ МАРКЕРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ В ОБЛАСТИ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ) — НОВЫЙ АСПЕКТ РАСПОЗНАВАНИЯ

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

Аннотация. Характеризуются типичные внешние и морфоструктурные особенности флювиогляциальных образований в области последнего покровного оледенения на Фенноскандинавском щите на примере трех обширных исследованных участков в северной, центральной и южной областях его российской части. Выявлены главные особенности (системность) распределения линейных флювиогляциальных образований в их соотношении с подстилающим мезо- и макрорельефом: их линейная ориентировка, ее изменения. Особое внимание уделено характеру слагающих гряды отложений, их внутренней структуры и вторичным нарушениям в залегании слоев облекания, т.е. характеристике образований в трехмерном пространстве и, сколько возможно, во времени. По вскрытиям в карьерах, геофизическим профилям и буровым скважинам изучались пликативные и разрывные нарушения в слоистости в процессе накопления и полной дегляциации среды, а также соотношения с подстилающим рельефом и разломными структурами кристаллического фундамента. Благодаря такому подходу, с учетом последовательности процессов, на всех трех охваченных площадях удалось установить тесную пространственную приуроченность линий (полос) протяжения аккумулятивных озовых тел к линейным впадинам — древним долинам и трещинным и/или разломным зонам в фундаменте. В ряде случаев с этими направлениями совпадали и кинематические характеристики вторичных нарушений внутри самих озовых гряд. Связь указанных нарушений с кинематикой ледникового покрова, ни в его активную фазу, ни в фазу существования «мертвого льда» не прослеживается. Объяснять ее приходится с учетом молодых тектонических подвижек при расколах и сильных землетрясениях во время дегляциации. В ряде случаев обнаруживаются и совпадения с очаговыми областями в послеледниковое время, вплоть до последних тысячелетий. Природа озовых образований обнаруживается не только в виде морфоскульптуры, но и

как морфоструктурная, в связи с тектонической жизнью и геодинамическими особенностями Фенноскандинавского кристаллического щита в период дегляциации.

Ключевые слова: озовые гряды, Скандинавский ледниковый покров, позднеледниковье, морфоскульптура, морфоструктура, дегляциация, разломы, разрывы, структурно-динамическое связи, Фенноскандинавский кристаллический щит

«Озы, эскеры — длинные извилистые гряды, сложенные песком, гравием, галечником, ориентированные независимо от коренного рельефа перпендикулярно или параллельно к фронту отступления ледника... Происхождение связано преимущественно с внутрiledниковыми потоками талых вод».

Четырехязычный ... , 1980, стр. 297. Составитель И.С. Щукин

Введение. В XX веке в России специалисты по геоморфологии и четвертичной геологии изучению флювиогляциальных образований в области последнего Скандинавского ледникового покрова мало и спорадически обращали внимания на такой распространенный и выразительный элемент рельефа как озовые гряды. Там и тогда, когда они становились объектами исследования, они попадали в категорию образований морфоскульптурных, чем и ограничивались палеогеографические исследования.

Но в 70-х годах XX в. в работах карельских геологов начали выявляться пространственные соотношения с разломами в фундаменте и намечаться генетические структурно-морфологические связи. Постепенно становилось понятно, что наряду с главными речными долинами флювиогляциальные образования — озы и озовые дельты — представляют главный системный элемент мезорельефа на обширных областях бывшего покровного оледенения Фенноскандии. Такая системность, даже только по внешним, собственно морфологическим, признакам, не может не быть генетически предопределенной. Группа карельских геологов под руководством Г.С. Бискэ накопила большой опыт изучения аккумулятивных

отложений, в том числе озов, по их расположению, морфологическим характеристикам, соотношению с рельефом и разломными структурами, а также с внутренней геологической структурой. Вкратце главные результаты таковы: «Озовые гряды Заонежья и Повенецкого залива протягиваются параллельно основным разрывным нарушениям. Наблюдения над ними позволяют утверждать, что озы не только зависят от морфологии поверхности коренного ложа, но генетически связаны с такими структурными элементами как тектонические разломы. Подвижки, произошедшие по тектоническим разломам в ледниковое время, могли воздействовать на ледниковый покров, формируя в нем систему трещин, впоследствии фиксируемых озами. Аналогичные явления имели, видимо, место не только в пределах развития Онежской мульды и котловины, но характерны для Карелии и Финляндии» (Бискэ и др., 1971, с. 55).

Позднее, к концу прошлого века и, особенно в начале нынешнего, разными исследователями в российской части Фенноскандии активно велись исследования по морфоструктуре, активным разломам и палеосейсмологии. При широком развитии в регионе исследований по сеймотектонике,

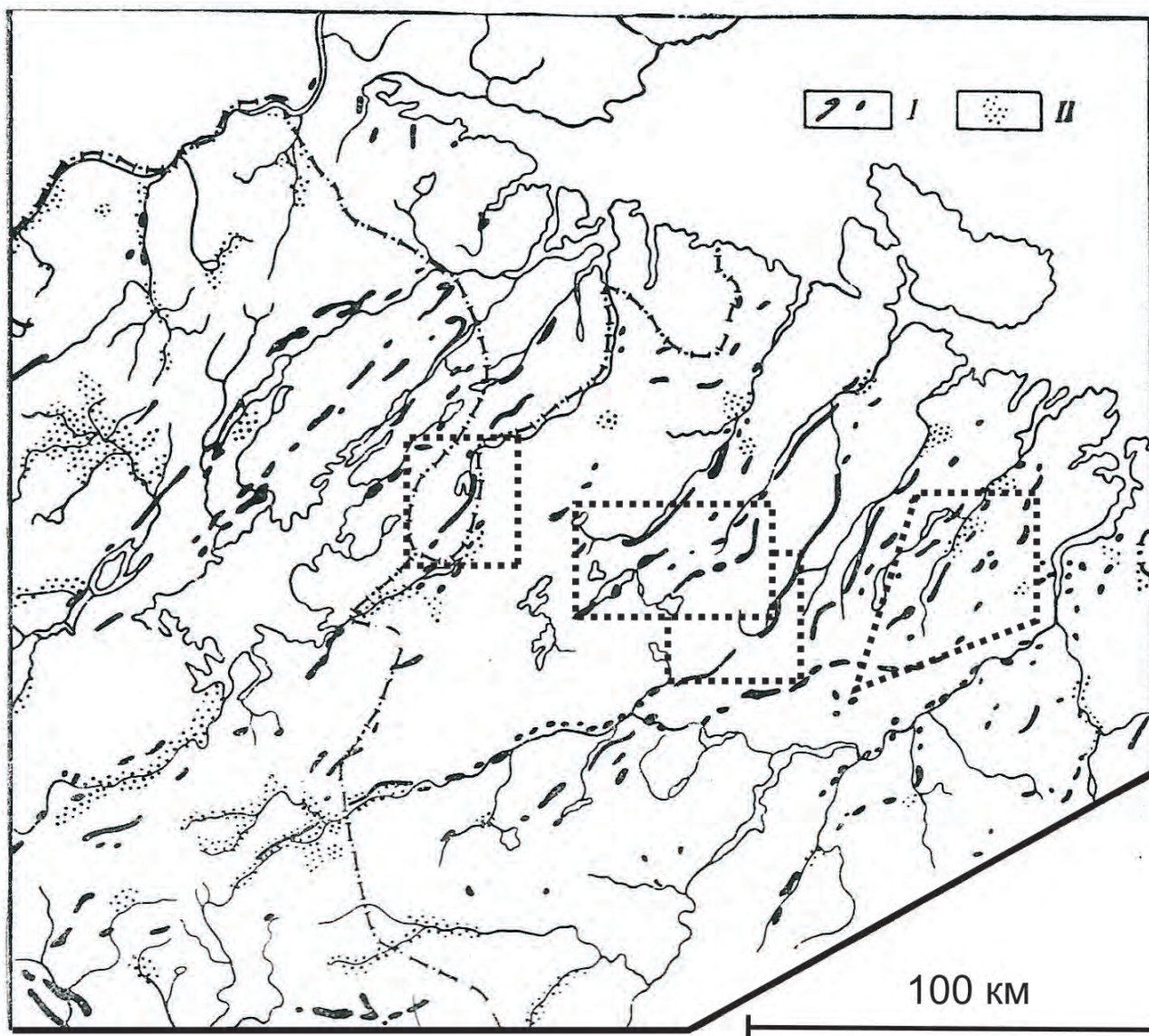


Рисунок 1. Карта флювиогляциальных образований периода таяния последнего материкового оледенения на СЗ Русской Лапландии (Никонов, 1964). 1 — озовые гряды; 2 — зандровые поля. Прямоугольники пунктиром — участки изгиба системы озов от СВ к С ориентации.

палеосейсмологии и по выявлению сильных землетрясений исторического времени, открылась возможность на совершенно ином уровне, совокупно, рассматривать процессы экзогенные и эндогенные в позднеледниковье. Статья открывает новую линию исследований в этом направлении.

Подход, способ исследования. Автором и коллегами использованы следующие воз-

можности реконструкции морфотектоники, живых разломных структур и очаговых областей сильных землетрясений позднеледниковья и голоцена: 1) массово, по картам и дистанционным материалам фиксировались протяженность, ориентировка, пространственные ансамбли разрывных нарушений; 2) при вскрытии озовых тел карьерами и бурением ориентация в трехмерном простран-

стве разломов; 3) соотношение выявляемых по озам и по независимым признакам разломов; 4) величина смещений крыльев разломов по вертикали; 5) соотношение (во времени) смещений разного возраста, продольных и поперечных.

В данной работе представлены три площади размером около тысячи км² каждая, на разных широтах региона. Это средне- и низко-высотные структурно-денудационные, слабохолмистые пространства с ледниковой моделировкой, с разноразмерными озерными впадинами и системами долин определенной ориентировки. Скальное основание имеет размах высот до первых сотен м и крутые борта углублений с признаками тектонического обновления. Перекрывающая осадочная толща представлена накоплениями моренными, бассейновыми, флювиогляциальными и голоценовыми.

По соотношению с рельефом кровли коренных пород, да и с поверхностью моренного чехла валдайского оледенения тела озовых гряд разделяются на три группы: 1) идущие вдоль оси протяженных ложбин; 2) тянущиеся вдоль крутых и обрывистых склонов в коренных породах; 3) протягивающиеся независимо от подстилающего рельефа, т.е. с пересечением понижений и возвышенностей. Последнюю группу логично считать отложениями ледниковых потоков в наледниковых руслах, в соответствии с общим уклоном поверхности ледникового щита к периферии, без связи с ложем щита и, соответственно, с его структурами. Первые две группы, наоборот, демонстрируют отчетливую приуроченность бывших ледниковых потоков, в теле льда и/или под ним, к существовавшим прежде и/или возникавшим в позднеледниковье, при снятии ледниковой нагрузки, к трещинам во льду и ча-

стично, в подстилающем субстрате, что не позволяет оспаривать зависимость от разломной тектоники и эндогенной активизации. Вероятно отнесение озовых образований первой группы к более ранним, чем второй и третьей. Понятно, что процесс тектонической активизации в краевом поясе ледникового щита со временем смещался центростремительно в сторону центра ледниковой области. Озовые гряды «высвечивают» теперь эти направления, как бы лучами радиальными. Получены свидетельства связи активизации с мощными землетрясениями силой $\geq 8-9$ баллов.

Север Фенноскандинавского щита. Русская Лапландия. Площадь на СЗ Мурманской области изучена была давно (Никонов, 1964). На карте флювиогляциальных образований (рис. 1) отчетливо выявляется не просто широкое и распространение, но и системность преобладающей, СВ ориентации и озов, в основном в С части, и зандровых полей, в основном на ЮЗ.

Такое распределение вряд ли случайно, скорее, его следует соотносить с различиями времени и характера дегляциации, от Мурманского побережья центростремительно к ЮЗ. Преобладание на С озовых гряд и приуроченность их к долинам очевидны. Сами долины, как установлено независимо, в основном доледниковые, следуют новейшим разломам в фундаменте. Поэтому образование здесь озов естественно связывать с раскрытием и обновлением трещин-расколов вдоль последних. Это происходило на раннем этапе дегляциации, когда ледниковый покров сохранял активность (17-13 тыс. л.н.). Участки линейных флювиогляциальных образований, как и долин, следовавших существовавшим с доледниковья разломам, от ЮЗ-СЗ, ЮЮЗ-

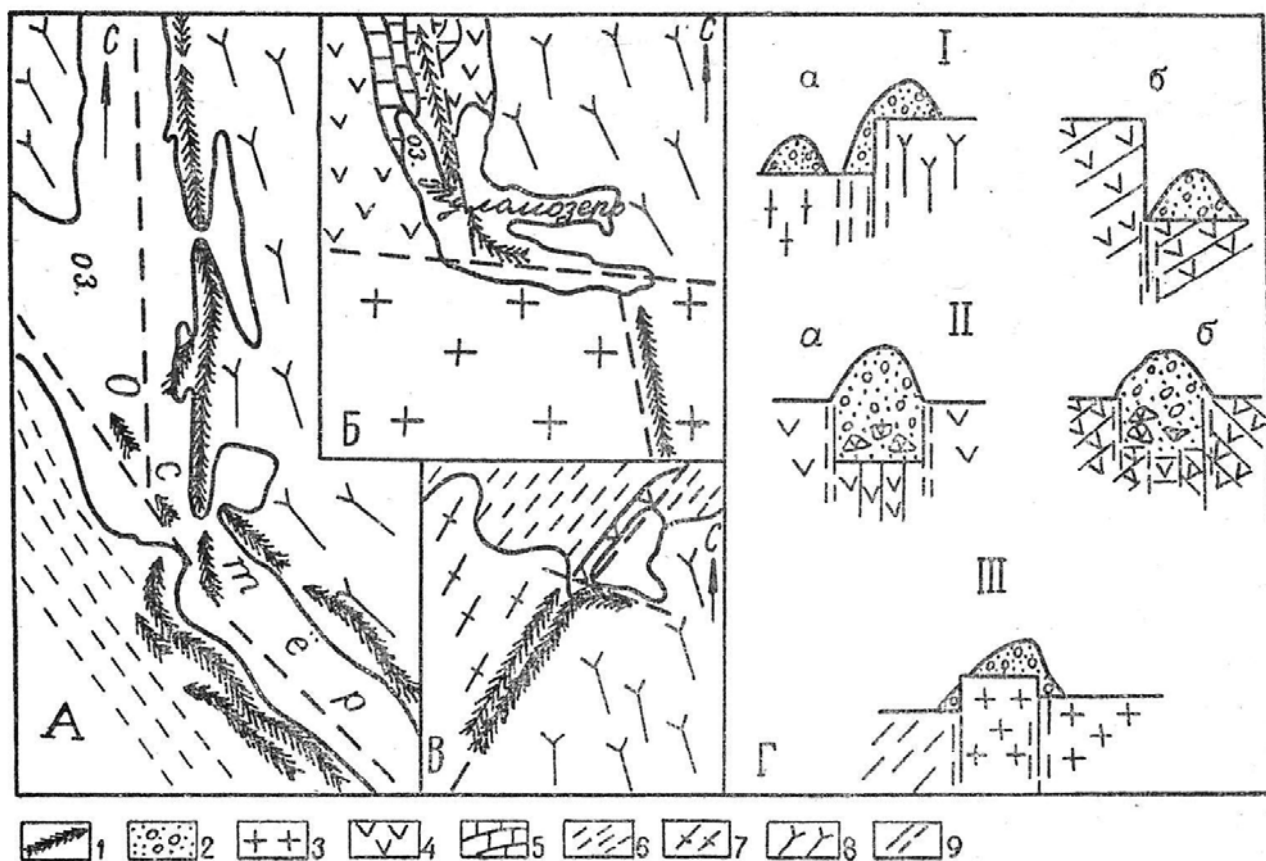


Рис. 2. Связь озов со структурами фундамента (Лукашов, Ильин, 1974).

1 — озовые гряды; 2 — водно-ледниковые отложения; 3 — архейские граниты рапакиви; среднепротерозойские: 4 — диабазы; 5 — карбонатные породы; б — нижнепротерозойские: гнейсы и сланцы; 7 — граниты; 8 — архейские гнейсо-граниты фундамента карелид; 9 — тектонические нарушения. А — район оз. Остер; Б — район оз. Туломозера; В — район оз. Конжозера; Г — типы соотношения озов и тектонических нарушений: I — озы на границах смещенных блоков: а) на контакте гранитной интрузии, б) в нарушенном крыле складки; II — озы над зонами дробления: а) в диабазовой интрузии, б) в ядре антиклинали; III — в приподнятом блоке.

ССВ и к С, направлениям — это отражение общего характера новейшей местной геодинамики (Никонов, 2010, 2015). Преобладание в ЮЗ секторе позднеледниковых зандров объясняется омертвлением ледникового покрова 12-10 тыс. л.н. и сокращением числа сейсморазрывов в фундаменте в связи с уменьшением ледниковой нагрузки и ослаблением скорости гляциоизостатического воздымания территории вслед за смещением к ЮЗ края остаточного ледниково-

го покрова.

Средняя Карелия. Соотношения плановой позиции (протяжение, направление вытянутости и, в отдельных случаях, резкие, до ортогональных, повороты) озовых гряд с тектоническими разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте отмечались уже со середины XX в. с убедительными примерами по разным районам Карелии (Лукашов, 1955, Лукашов, Ильин, 1974, Биске и др., 1971, 1976). Была продемон-

стрирована отчетливая пространственная связь между озовыми грядами на поверхности и разломами в подстилающих коренных породах фундамента, т.е. в трехмерном пространстве. Мало того, карельские геологи наметили, и генетическую связь, и время активизации разломов, предопределявших размещение потоков талых ледниковых вод и их наносов — будущих озовых гряд: «в позднеледниковое время новейшие движения, проявившиеся по древним ослабленным зонам, привели к активизации последних. Наиболее контрастными они были в зоне дифференцированных движений» (Лукашов, Ильин, 1974, с. 45) (рис. 2).

Вуоксинская зона разломов на севере Карельского перешейка. Здесь в зоне крупного Вуоксинского разлома СЗ-ЮВ простирания подробно изучен обширный участок в геолого-геоморфологическом, палеогеографическом, структурно-динамическом, палеосейсмическом отношениях и доказана связь оживления смещений по разломам при сильных местных землетрясениях (Никонов и др. 2014, Subetto et al., 2018, Shvarev et al., 2018, Шварев, 2019). Надежные и разносторонние результаты с применением комплекса современных методов позволяют дополнить сведения о плановом распределении и возрасте озов с фиксированными разрывами в позднеледниковые и в голоцене. Озовые гряды, как выяснено с определенностью, строго следуют трещинам-расколам в фундаменте (и в покрывавшем его ледяном покрове) при дегляциации. При общем явном господстве озов СЗ простирания, в изученном районе фиксировались участки озов поперечной направленности с признаками следования молодым расколам в фундаменте

в поздний период относительно таковых главной группы озов продольных.

Выводы. На обширных областях бывшего покровного оледенения наряду с главными речными долинами флювиогляциальные образования озы и озовые дельты представляют главный системный элемент мезорельефа. Такая системность, даже только по внешним, собственно морфологическим, признакам не может не быть генетически предопределенной. Этот генетический аспект в большинстве ранних исследований рассматривался односторонне, только в связи с особенностями формы и поздних фаз развития ледникового покрова. На самом деле, озовые образования нередко имеют «корни» — тектонические разрывы и пликвативные и разрывные тектонические, не гляциотектонические, нарушения и внутри аккумулятивных тел. Озовые гряды — это сложные морфоструктурно-морфоскульптурные новообразования за счет геодинамической и экзогенной, климатообусловленной, составляющих развития земной коры и поверхности при дегляциации Скандинавского оледенения 17-11 тыс. л.н.

Литература

Бискэ, Г.С., Ильин, В.А., Лукашов, А.Д. Влияние тектонических факторов на формирование водно-ледниковых комплексов (на примере Карелии) // Природа и хозяйство Севера. Вып. 4. — Мурманск, 1976. — С. — 15-18.

Бискэ, Г.С., Лак, Г.Ц., Лукашов, А.Д., Горюнова, Н.Н., Ильин, В.А. Строение и история развития котловины Онежского озера — Петрозаводск: «Карелия», 1971 — 74 с.

Лукашов, А.Д. Опыт применения звуковой геолокации при изучении палеосейсмодислокаций Заонежья / Геоло-

гия и магматизм Карелии – Петрозаводск, 1955. – С. 45-48.

Лукашов, А.Д., Ильин, В.А. Озы и тектонические нарушения. Новейшие и современные движения восточной части Балтийского щита – Петрозаводск, 1974. – С. 43-46.

Никонов, А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова – Л.: Наука, 1964. – 183 с.

Никонов, А.А. Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите / Тектоника и геодинамика поясов и платформ фанерозоя. Матер. Тектонического совещания. Т. 2 – М., 2010. – С. 97-100.

Никонов, А.А. Морфоструктура Европейского Заполярья (Лапландия) и ее геодинамическая интерпретация (к вопросу о соотношении гляциоизостазии и плитной тектоники) / Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения». Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике – М., 2015. – С. 163-166.

Никонов, А.А., Шварев, С.В., Сим, Л.А.,

Родкин, М.В., Биске, Г.С., Маринин, А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленингр. область) // ДАН – 2014. – Т. 457. – №5. – С. 591-596.

Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / составитель И.С. Щукин. – М., 1980.

Шварев, С.В. Постледниковые сейсмические деформации озовой гряды в северной части Карельского перешейка // Геоморфология. – 2019. – №3. – С. 19-35. DOI: 10.31857/S0435-42812019319-35.

Shvarev, S. et al. The active tectonics of the Vuoksi fault zone in the Karelian isthmus: parameters of paleoearthquakes estimated from bedrock and soft sediment deformation features. / Bull. Geol. Soc. Finland. 2018. INQUA special issue. – P. 89-105. DOI: 10.17741/bgsf/90.2.009.

Subetto, D., Shvarev, S., Nikonov, A. et al. New evidence of the Vuoksi river origin by geodynamic cataclysm / Bull. Geol. Soc. Finland. 2018. INQUA special issue. – P. 73-87. DOI: 10.17741/bgsf/90.2.010.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ ДОНА

Пикулик Е.А.¹, Макеев В.М.¹, Суханова Т.В.²

¹Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия,
elena_pikulik@bk.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
tanikamgu@mail.ru

Аннотация. В статье рассматриваются общие положения и результаты структурно-геоморфологических исследований широкой полосы сопряжения Среднерусской возвышенности и Тамбовской низменности в районе Нововоронежской АЭС (НВАЭС). В рельефе различаются разнотипные по возрасту и генезису поверхности выравнивания, речные террасы и экзогенные геологические процессы. В ходе исследований принимались во внимание абсолютные и относительные высоты поверхностей, их возраст и наличие покровных отложе-

ний; исследовались высота террас, мощность циклового аллювия, глубина врезов и другие характеристики, позволяющие оценить амплитуды, скорости и градиенты суммарных и поэтапных тектонических движений. Для таких исследований рассматриваемый район является наиболее подходящим. В рассматриваемом районе правого и левого бережья Дона, разделенные высоким уступом, различаются по геоморфологическому и геологическому строению. Правобережье представлено, в основном, денудационным типом рельефа, левобережье — холмистой аккумулятивной равниной. Неоген-четвертичные отложения развиты преимущественно на левобережье. Они врезаны в моноклинально залегающие мезозойско-верхнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения. Редуцированный осадочный чехол с перерывом в осадконакоплении залегает на Воронежском докембрийском фундаменте. В долине Дона его поверхность находится на глубине всего 50-80 м. В результате средне- и крупномасштабных (детальных) исследований впервые построена структурно-геоморфологическая карта района Среднего Дона, включающего территорию НВАЭС в радиусе 30 км от РО-1.

Ключевые слова: поверхности выравнивания, цикловые террасы, экзогенные процессы, новейшие структуры, безопасность атомной станции

Введение. В районе Среднего Дона впервые проведены детальные структурно-геоморфологические исследования, подкрепленные данными буровых скважин и полевыми наблюдениями. В связи с разнонаправленностью вертикальных движений в районе развиты серия денудационных поверхностей выравнивания и аккумулятивных речных террас, которые характеризуются циклическим (стадийным) строением. Цикличность рельефообразования связана с неравномерным проявлением тектонических движений и глобальными циклическими изменениями климата. Разнородные процессы, действующие одновременно, создают условия для образования закономерно повторяющихся эрозионно-аккумулятивных циклов, количество которых на равнине и в горах одинаково (см. работы Н.П. Костенко, Ю.А. Мещерякова, С.С. Шульца, Н.В. Макаровой и многих др). Выражением цикличности является отчетливо проявленная в рельефе ступенчатость поверхностей выравнивания и речных террас. Их выделение основывается на построении геолого-гео-

морфологических разрезов и данных буровых скважин.

Согласно работам член-корр. Н.И. Николаева (1962), показавшим, что активность экзогенных процессов возбуждается деформациями земной поверхности, можно заключить, что цикличность может соответствовать коротким тектоническим импульсам или фазам (Штилле, 1924). В неотектонике их пять (Трифонов, Соколов, 2017). 1) Савская фаза (24-18 млн. лет назад) $Pg_3-N_1^1$. На юге Русской равнины ей отвечает полтавская предновейшая поверхность выравнивания. 2) Штирийская фаза, или предсарматская, (16-11 млн.) N_1^2 . В Крыму и на Кавказе фаза отмечена предсарматским несогласием. 3) Аттическая фаза (8.0-5.5 млн. лет) N_1^3 , отвечающая концу миоцена (предпонтическая?). Ее активность отмечена на Кавказе. 4) Ронская фаза, или предакчагыльская, (4,5-3,5 млн. лет) N_2^{1-2} , отмеченная складкообразовательными движениями на Кавказе и в Крыму. 5) Валахско-пасаденская фаза (2 млн. лет), состоящая из трех эпизодов активности: 1) 2,0-1,8;

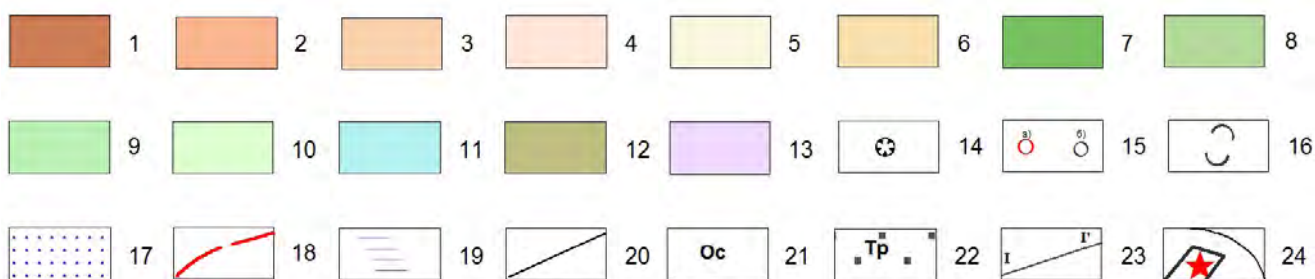
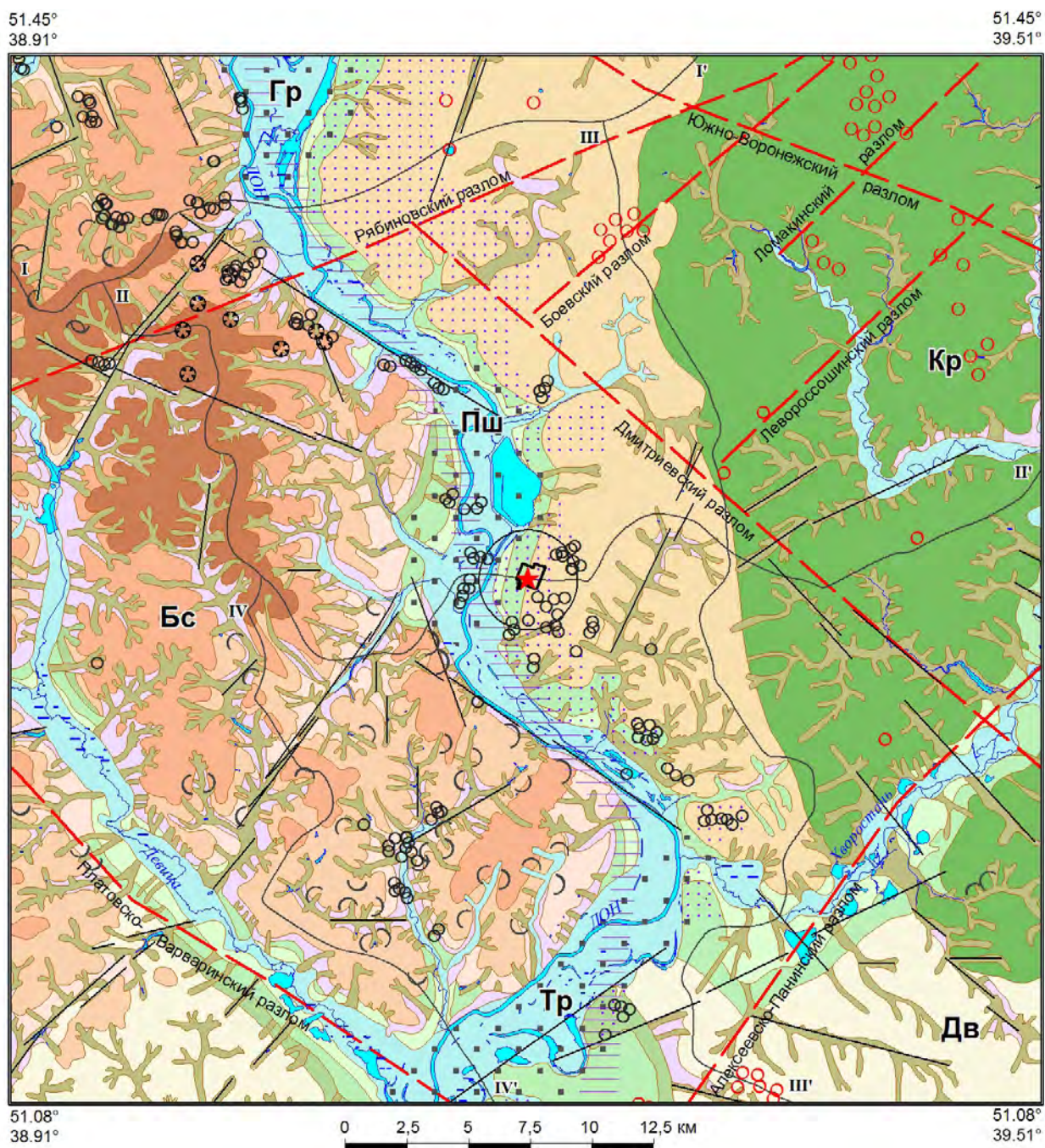


Рисунок 1. Структурно-геоморфологическая карта района среднего течения р. Дон.

2) 1,0-0,8 и 3) 0,5 млн. лет. На Русской равнине им соответствует шесть традиционных четвертичных циклов, представленных парагенезом одновозрастных (единых) ледниковых, флювиогляциальных, аллювиальных и морских отложений.

Результаты структурно-геоморфологических исследований. На границе Среднерусской возвышенности и Тамбовской низменности в районе НВ АЭС р. Дон образует субмеридионально вытянутую долину с ярко выраженными двумя геоморфологическими районами: 1) Правобережным и 2) Левобережным (рис. 1). Граница двух районов проведена по высокому и крутому эрозионному склону (уступу) (Трегуб, 2006), образованному в связи с длительным

смещением Дона вправо. Это происходило под влиянием расширяющегося смежно расположенного Приволжского поднятия и согласно правилу Бэра-Бабине. Аналогичные смещения происходят у субмеридионального участка р. Волга и множества других рек Русской равнины. У площадки НВ АЭС межень Дона находится на абс. отм. 81,5 м, который рассматривается как базовый. Относительно него устанавливаются высоты (амплитуды) террас и поверхностей выравнивания и рассматриваются скорости поэтапных поднятий.

1) Правобережье р. Дон представлено относительно поднятой разновозрастной и разной по генезису ступенчатой равниной с превышением водораздельной поверхно-

Условные обозначения к рисунку 1. Денудационные поверхности выравнивания:

1 — плиоценовая (N_2), > 215 м; 2 — эоплейстоценовая (E), 180-200 м

3 — раннеоплейстоценовая (I), 160-180 м; 4 — среднеоплейстоценовая (II), 120-160 м.

Эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф: 5 — зандровые водораздельные равнины плоские, сложенные флювиогляциальными отложениями (f,lg I ds);

6 — валообразный оз (f,lg I ds), 130-175 м, 7 — IV терраса, первая половина среднего неоплейстоцена (a^4 II), 40-45 м; 8 — III терраса, вторая половина среднего неоплейстоцена (a^3 II), 30-40 м; 9 — II терраса, первая половина позднего неоплейстоцена (a^2 III), 18-25 м; 10 — I терраса, вторая половина позднего неоплейстоцена (a^1 III), 8-15 м;

II — пойма, голоцен (IV), 3-8 м. Пролувиально-делювиальный рельеф: 12 — днища и склоны ложбин, оврагов и балок, выполненные пролувиально-делювиальными отложениями позднеоплейстоцен-голоценового возраста (pdIII-IV). Эрозионный рельеф: 13 — склоны речных долин, балок и оврагов по возрасту нерасчлененные. Малые формы рельефа: 14 — карстовые формы; 15 — просадочные понижения и блюдца суффозионные: а) установленные по данным геологической съемки, б) предполагаемые по данным дешифрирования; 16 — оползневые массивы; 17 — перевиваемые пески.

Древние тектонические структуры: 18 — зоны погребенных разломов в кристаллическом фундаменте; 19 — зона Семилуки-Липецкого погребенного разлома; 20 — линеаменты, отражающие повышенную трещиноватость; 21 — неотектонические структуры:

Кр — Кривоборский прогиб, Дв — Давыдовское поднятие, Бс — Борщевско-Мастюгинское поднятие; 22 — локальные присдвиговые впадины с повышенной мощностью аллювия:

Гр — Гремячинская, Пш — Пашенковская, Тр — Троицкая. 23 — Линии геолого-геоморфологических разрезов. 24 — Площадка НВАЭС-2 и ее окрестности

в радиусе 2 км от РО-1.

сти над Доном 160 м. Серия поверхностей выравнивания, изрезанная овражно-балочной сетью, выработана на верхнемеловых карбонатных породах. Всего выделено четыре поверхности, рассматриваемых в качестве речных педиментов: 1) плиоценовая (N_2), 2) эоплейстоценовая (E), 3) раннечетвертичная оплейстоценовая (I) и 4) среднеоплейстоценовая (II). На них залегают раннечетвертичные донские моренные отложения (gIds) и покровные делювиально-пролювиальные суглинки (pr,dIII-III). По долинам фрагментарно распространены средне и позднечетвертичные надпойменные террасы с вложенным типом строения, которые наследуют локальные новейшие прогибы. По их склонам, сопряженным с поднятиями, развиты малые формы рельефа: оползни, овраги и карстовые воронки. Пещеры образованы в меловых отложениях, сложенных пясчистым мелом, нарушенным зонами трещиноватости и малоамплитудными разрывами.

2) Левобережье р. Дон является относительно низким слаборасчлененным и пологохолмистым. Рельеф террасирован в процессе длительного неоген-четвертичного правостороннего смещения Дона. Максимальное превышение Левобережья над урезом Дона составляет 80 м. Здесь, как и на правобережье, развиты отложения донского раннечетвертичного оледенения (gIds) и четыре средне- и среднеоплейстоценовых надпойменных террасы. Древний позднелипленовый аллювий кривоборской свиты и эоплейстоценовых аллювиальных отложений р. Дон является погребенным под неоплейстоценовыми отложениями (Макарова и др., 2002). Здесь распространены ложбины, овраги (балки), просадочные понижения суффозионного происхождения, так называемые «лиманы». Размеры просадок: диа-

метр 130 (150)–200 м, глубина 2(3)–3(4) м.

На левобережье Дона наследием донского оледенения (gIds) является протяженный песчаный вал (оз), ориентированный вдоль реки. Оз замещается одновозрастными зандровыми отложениями периода отступления оледенения (f,lglDs), залегающими на морене. До 2001 г. донская морена по праву считалась днепровской и сопоставлялась с озом, фациально переходящим в зандр, затем IV лихвинско-днепровскую террасу (al,fglII) и древнеэвксинские морские отложения (mII). Удревнение морены должно было бы привести к увеличению количества террас и соответственно четвертичных циклов, но в рассматриваемом районе все ограничилось изменением IV аллювиально-флювиогляциальной террасы на аллювиальную. Это является не только стратиграфической проблемой, но и тектонической. В районах строительства особо опасных и технически сложных объектов (АЭС) градиент скорости постадийных деформаций может быть существенно занижен, что может отразиться на оценке безопасности атомных площадок (Макеев, 2015).

Правобережный крутой эрозионный склон, иногда переходящий в почти вертикальный уступ, имеет высоту 100 и более метров. В нем обнажены пясчистый мел туронского, коньякского и сантонского ярусов. В полосе его гравитационного влияния выявлено интенсивное развитие карста, суффозии и оползней. В основании склонов отмечаются обвальные накопления (коллювий). Вдоль уступа фрагментарно развиты педименты и I и II террасы, включая пойму. На левом берегу Дона на I и II террасах расположена площадка НВАЭС с двумя новыми энергоблоками (НВАЭС-2): РО-1 и РО-2. Первый запущен в 2017 г., второй — в

2019 г. В неотектоническом отношении площадка приурочена к зоне сопряжения Кривоборского прогиба и Борщевско-Мастюгинского поднятия, а также расположенного к югу Давыдковского поднятия (рис. 1). В их зоне сопряжения выделены три присдвиговые впадины типа «пулл-аппарт» (Копп, 2002): 1) Гремячинская, 2) Пашенковская и 3) Троицкая. Они согласуются с погребенной Семилуки-Липецкой раннепротерозойской сутурой кристаллического фундамента (Трегуб, 2006).

Таким образом, в районе Среднего Дона проведены структурно-геоморфологические исследования, выявившие единый парагенез форм рельефа и отложений. С погребенной позднеплиоценовой долиной Дона связано образование самого высокого в районе плиоценового педимента, с погребенной эоплейстоценовой долиной — образование эоплейстоценового педимента. Возможно, что с развитием раннеэоплейстоценового зандра, распространенного на Тамбовской низменности, так же связано образование единого педимента на склонах возвышенности, а с развитием IV террасы — самого низкого педимента первой половины среднего неоплейстоцена.

Высокий крутой склон эрозионного происхождения формируется в широкой полосе сопряжения относительно низкого Левобережья и высокого Правобережья. В склоне разнонаправленные вертикальные движения или движения с разной скоростью вызывают образование зоны растяжения сбросового типа (разрывы, флексуры, трещины). Их развитие направлено вглубь Правобережья от уступа на запад до 20 км. Циркуляция водно-газовых флюидов по открытым трещинам, вызывает интенсивное развитие карста, суффозии, оползней, оврагов и промоин, в то время как на Левобережье все

ограничивается развитием просадочных форм и овражно-балочной сети по покровным лессовым суглинкам.

Одним из факторов, влияющих на безопасность территории НВАЭС-2, являются погребенные формы рельефа, рассматриваемые в качестве скрытой причины развития интенсивных деформаций земной поверхности и негативных кренов оснований реакторных отделений.

Исследования выполнены согласно госзаданию ИГЭ РАН №АААА-А19-119021190076-9.

Литература

Копп, М.Л. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Докл. РАН. — 2002. — Т. 385. — №3. — С. 387-392.

Макарова, Н.В., Макаров, В.И., Корчуганова, Н.И. и др. Окско-Донской прогиб — современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геол. и разведка. — 2002. — №2. — С. 3-13.

Макеев, В.М. Структурно-геодинамические условия устойчивости территорий особо опасных и технически сложных объектов на древних платформах. Автореферат / докт.-геолого-мин. наук. ООО «Ай-клуб», 2015. — 50 с.

Трегуб, А.И. Карта новейшей тектоники территории Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского гос. университета. Общая геология. — 2006. — №1. — С. 5-16.

Трифонов, В.Г., Соколов, Ю.С. Составление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. — 2017. — Т. 87. — №12. — С. 1091-1097.

Stille, H. Grundfragen der verglichenen Tectonic. Berlin. Verlag von Gerbrüder Borntrager, 1924.

МОРФОЛОГИЯ ГРАНИТНЫХ ОСТАНЦОВ ТИГИРЕКСКОГО ХРЕБТА (АЛТАЙ)

Платонова С.Г.¹, Скрипко В.В.²

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия, sgplatonova@mail.ru

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия, skripko@inbox.ru

Аннотация. В ходе рекогносцировочных полевых работ и анализа дистанционных материалов, доступных через приложение Google Earth, получены предварительные данные о морфологических особенностях и пространственном распределении форм денудационных останцов в пределах гранитного массива на Тигирекском хребте (Алтай). Выявлена дифференциация по мощности, степени изометричности и углу наклона матрацевидной отдельности гранитных останцов в зависимости от структурной позиции в пределах массива, а также приуроченности к границам новейших тектонических блоков. Матрацевидная отдельность гранитов в пределах Тигирекского хребта представлена плитообразной, пластообразной, изометричной (эллипсовидной) разновидностями. Плоская плитообразная горизонтально залегающая форма распространена на водораздельных частях хребта, соответствующих сводовой части интрузивного массива, реже — на северных склонах краевой зоны. Наклонная плитообразная отдельность отмечена в краевых частях гранитного интрузива, тонкая плитообразная — на границах новейших блоков, контролируемых разломной тектоникой преимущественно субширотного простирания. Изометричная форма отмечена также для приразломных частей близ новейших разломов на северном макросклоне Тигирекского хребта. Размеры отдельных отдельностей достигают 2,5-3 м.

Ключевые слова: граниты, денудационные останцы, отдельности, морфоструктура, Тигирекский хребет (Алтай)

Вопросы геоморфологии гранитных массивов регулярно рассматриваются в научной литературе, а результаты широко представлены в отечественных и англоязычных публикациях разных лет (Заварицкий, 1955, Павлинов, 1979, Леонов и др., 2008, Barbeau and Gèze, 1957, Hatch et al., 1972, Linton, 1955 и др.). Образование отдельных форм денудационных останцов отражает историю становления гранитных массивов в глубинных условиях и на последующих этапах денудации в приповерхностных условиях и на поверхности. Кроме того, разные варианты матрацевидной отдельности и формы денудационных останцов гранитов придают ландшафтам неповторимый облик.

В ходе рекогносцировочных полевых работ и при анализе дистанционных материалов, доступных через приложение Google Earth, получены предварительные данные о морфологических особенностях и пространственной дифференциации форм гранитных останцов на Тигирекском хребте.

Тигирекский хребет, вытянутый в субширотном направлении, расположен в пределах Северо-Западного Алтая. Большая часть водораздельных поверхностей хребта находится в интервале абсолютных высот 1700-1900 м, максимальная отметка составляет 2013 м (г. Черная). На юго-западе Тигирекский хребет сочленяется с ориентированным в северо-западном направлении

Коргонским хребтом.

Значительная часть Тигирекского хребта сложена раннетриасовыми гранитами, которые являются частью Синюшинского плутонического комплекса гранодиорит-гранит-лейкогранитов. Интрузивные массивы Синюшинского комплекса размещаются в зоне сочленения Алтае-Салаирской, Алтае-Монгольской и Обь-Зайсанской складчатых систем. Они контролируются долгоживущими разломами и в пределах Тигирекского хребта и локализуются в пределах Коргонского наложенного девонского прогиба. В целом интрузивы имеют округлые очертания в плане и представляют собой крупные куполообразные и штокообразные тела с крутопадающими контактами. Они прорывают и метаморфизуют стратифицированные образования от кембрия до среднего девона и интрузивные образования позднего девона. Тигирекский гранитный массив является глубоко эродированным с расчетной вертикальной мощностью 1,5-3,5 км. На значительную эродированность массива указывает преобладание меланократовых разностей гранитоидов над лейкократовыми (Государственная геологическая карта, 2001, 2004).

Образование денудационных останцов связано с историей геологического развития территории. В конце позднего миоцена — раннем плиоцене в регионе произошло выполаживание рельефа, сглаживание и снижение склонов междуречий при одновременном расширении речных долин. Рельеф приобрел облик денудационно-эрозионного низкогорья и плоскогорья с останцовыми крутосклонными водораздельными возвышенностями — образованные денудацион-

ные останцы в виде пейзажных скал, широко встречаются в водораздельной части, определяя живописность ландшафтов.

В пределах Тигирекского хребта выявлено многообразие форм денудационных останцов гранитов, отличающихся степени изометричности, по мощности, размеру и углу наклона их матрацевидной отдельности. Все названные параметры тесно взаимосвязаны и изменяются в зависимости от соотношения главных первичных систем первичных трещин отдельности и структурной позиции в пределах гранитного массива. Первичные трещины согласно классической схеме Г. Клооса формируют три главных системы отдельности: продольные (S), поперечные (Q) и пластовые (L) (Hatch et al., 1972). Вторичные диагональные трещины скалывания (D), возникающие под влиянием позднейших тектонических движений, определяют разнообразие форм гранитных останцов в пределах массива. Матрацевидная отдельность гранитов в пределах Тигирекского хребта представлена плитообразной, пластообразной, изометричной (эллипсоидной) разновидностями.

Плоская плитообразная горизонтально залегающая форма и небольшие размеры групп останцов на современной поверхности характерны для водораздельных частей хребта, соответствующих сводовой части массивов. Широко встречается у «подножия» г. Разработанная (1962 м), а также встречается на северных склонах в краевой зоне интрузивов. В одних гранитных останцах можно наблюдать, почти горизонтально лежащие плоские плиты, в других — под различным наклоном. Это объясняется тем, что пластовые трещины, с которыми связа-

на плитообразная отдельность, располагаются параллельно первичной поверхности массива. Соответственно, в сводовой части отдельности располагаются горизонтально, а на периферии — наклонно. Но при этом на границах новейших блоков направление падения контролируется разломной тектоникой и часто не совпадает с падением первичной поверхности. Так, например, отмечается южное падение отдельностей (под осевую часть г. Разработная) при северном падении первичной поверхности массива. На таких участках преобладает тонкая плитообразная форма.

Вглубь массива форма отдельности становится относительно изометричной (эллипсоидной), а размеры постепенно значительно увеличиваются. При этом, крупные структурные блоки изометричной формы отмечены также в приразломных («теневых») граничных частях новейших разломов внутри гранитного интрузива, сингенетичных формированию сводов (в паре сводовые — разломные деформации по Г.Ф. Уфимцеву, 2008). Ведущее влияние при этом имеет субширотное направление Тигирекского разлома. Размеры матрацевидных отдельностей достигает 2,5-3 м. Такие формы широко встречаются на северном макросклоне Тигирекского хребта.

Представленные результаты имеют предварительный характер и требуют более детального изучения.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН.

Литература

Геологическая карта Алтайского края.

Масштаб 1:500 000. ФГУП «Горно-Алтайская поисково-съёмочная экспедиция» / Ю.А. Туркин, В.А. Кривчиков, Г.Г. Русанов, С.И. Федак (отв. исп.). Редактор Н.И. Гусев. — 2004. — 1 Лист.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка / О.В. Мурзин, В.И. Горшечников, В.А. Жданов и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. — 174с.

Заварицкий, А.Н. Изверженные горные породы. Акад. А.Н. Заварицкий; Акад. наук СССР. — М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1955. — 480 с.

Леонов, М.Г., Морозов, Ю.А., Никитин, А.В. О тектонической деформации гранитов Тянь-Шаня и Забайкалья // Доклады Академии наук. — 2008. — Т. 417. — №6. — С. 799-805.

Павлинов, В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Часть 1. Структурная геология. — М.: Недра, 1979. — 359 с.

Уфимцев, Г.Ф. Сводово-глыбовый или гобийский новейший орогенез // Литосфера. — 2008. — №3. — С. 14-25.

Barbeau, J., Gèze, B. Les coupoles granitiques et rhyolitiques de la région de Fort-Lamy (Tschad) // Comptes Rendus Sommaire et Bulletin, Société Géologique de France (Series 6). — 1957. — 7. — P. 341-351.

Hatch, F.H., Wells, A.K., Wells, M.K. Petrology of the igneous rocks — London: Thomas Murby & Co, 1972. — 551 p.

Linton, D.L. The problem of tors // The Geographical Journal. — 1955. — 121(4). — P. 470-487.

ВОЗДЕЙСТВИЕ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА РЕЛЬЕФ ДОЛИН ГОР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Гуринов А.Л.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
rudinskaya94@gmail.com

Аннотация. Проведена типизация селевых бассейнов наиболее крупных горных массивов Кольского полуострова (Хибинских и Ловозерских тундр) в зависимости от степени сложности устройства и геоморфологической позиции. По результатам полевого обследования для нескольких типичных селевых бассейнов были составлены геоморфологические схемы в морфогенетической легенде. Установлено, что облик днищ долин исследованных горных массивов в значительной степени преобразован селевыми процессами, конкретные проявления которых находятся во взаимосвязи и зачастую непосредственно обуславливаются соотношением исходного ледникового, эрозионного и тектоно-денудационного рельефа. Типовые формы денудационного селевого рельефа представлены донными врезами глубиной до 10 м и невыдержанными по долине селевыми террасами, аккумулятивные — внутренними зонами аккумуляции и конусами выноса. При этом рельефообразующая деятельность современных селевых потоков сосредоточена главным образом в руслах водотоков и на прилегающих участках днищ долин, в то время как голоценовые селевые потоки формировали обширные конусы выноса, образованные разновозрастными генерациями селевого рельефа.

Ключевые слова: селевые потоки, водоснежные потоки, селевые бассейны, зоны аккумуляции, долины, Субарктика, Хибинские тундры, Ловозерские тундры

Введение. Наиболее крупные горные массивы Кольского полуострова — Хибинские и Ловозерские тундры — представляют собой изометричные в плане щелочные интрузии девонского возраста, вскрытые денудацией и приподнятые в результате дифференцированных тектонических движений в неоген-четвертичное время. Эти массивы расчленены сетью глубоких долин, в формировании которых на разных этапах их развития принимали участие как флювиальные, так и ледниковые процессы. Днища этих долин служат ареной формирования селевых потоков. В соответствии с районированием территории Российской Федерации (Рогов et al., 2017) по типу селевого процесса, горные массивы Кольского полуострова относятся к зоне развития во-

доснежных потоков. Интенсивность селевых явлений этой территории оценивается как средняя — сходы значимых селевых потоков с дальностью выброса материала до первых километров здесь происходят примерно раз в 30 лет, хотя их частота может значительно различаться в пределах соседних бассейнов (Божинский и др., 2001).

Изучение геоморфологического строения типовых селевых бассейнов призвано выявить особенности развития селевого процесса в разных геоморфологических условиях и определить степень его воздействия на формирование рельефа долин низкотерриторий Кольского полуострова.

Материалы и методы. Сведения о строении и пространственном положении селевых бассейнов Хибинских тундр были



Рисунок 1 Расположение ключевых бассейнов Хибинских и Ловозерских тундр (цифрами обозначены бассейны: 1 — Манепахкуая, 2 — Лявойока, 3 — Голубичной, 4 — Алявумйока, 5 — ручья б/н, 6 — Шомйока, 7 — Азимута).

получены из литературных источников (Божинский и др., 2001), но существенно уточнены в ходе полевых работ на отдельных участках массива. Для изучения селевой деятельности в практически не охарактеризованных в этом отношении Ловозерских тундрах было проведено геоморфологическое дешифрирование спутниковых снимков субметрового пространственного разрешения и топографических карт крупного масштаба. Результаты дешифрирования были верифицированы в ходе полевого обследования массива.

В соответствии с предложенной В.Ф. Перовым (2003) общей типологией водосборов с проявлениями селевого процесса, все выявленные селевые бассейны в зависимости от гидрографического характера водосбора были разделены на скло-

новые и долинные. Внутри каждого класса были выделены типы селевых бассейнов в зависимости от их внутреннего устройства. Склоновые бассейны были разделены на элементарные, в которых господствует селевой процесс, и парагенетические, в которых селевой процесс сочетается с действием лавин. Долинные бассейны были разделены на простые и сложные. В простых долинных бассейнах зоны зарождения, транзита и аккумуляции сосредоточены в русле главного водотока. В сложных долинных бассейнах существуют селевые притоки, которым соответствуют простые селевые бассейны, объединенные главным селевым руслом и общим конусом выноса в единую систему. Далее полученные типы были разделены на группы в соответствии с геоморфологической характеристикой во-

Таблица 1. Типовые селевые бассейны Хибинских и Ловозерских тундр

№	Название главного водотока	Класс	Тип	Геоморфологическая характеристика водосбора	Порядок главного водотока	Водосборная площадь бассейна, км ²
1	Манепахкуай	долинный	сложный	Глубоко врезанная речная долина с развитой сетью притоков	3	9,1
2	Лявойок	долинный	сложный	Система значительно переработанных флювиальными и склоновыми процессами троговых долин	2	16,1
3	Голубичная	долинный	сложный	Речная долина, вложенная в трог	3	9,9
4	Алявумйок	долинный	простой	Глубоко врезанная речная долина с единственным постоянным водотоком	1	1,6
5	ручей б/н	склоновый	элементарный	Долина небольшого ручья на внешнем тектоно-денудационном склоне	—	1,8
6	Шомйок	долинный	простой	Глубоко врезанная речная долина с единственным постоянным водотоком	1	9,6
7	Азимут	долинный	простой	Система в разной степени переработанных флювиальными и склоновыми процессами цирков и троговых долин	2	14,2

досбора: водосборы временных водотоков на внешних склонах массивов, глубоко врезанные эрозионные долины и водосборы, наследующие комплексы ледникового рельефа — кары, цирки и троговые долины. В качестве типовых бассейнов в Хибинском массиве были выбраны бассейны рек Голубичной и Алявумйока (западные Хибины), Манепахкуая и Лявойока в северной части массива, а в Ловозерских тундрах — водосбор безымянного ручья на южном внешнем склоне массива и бассейны Шомйока и Куансуая (рис. 1, табл. 1). По материалам детальной геоморфологической съемки ключевых селевых бассейнов были составлены геоморфологические схемы в морфогенетической легенде.

Результаты и обсуждение. Бассейн Манепахкуая расположен на внешнем се-

верном макросклоне Хибинских тундр. В основное русло впадает 7 селеносных притоков, 3 из них при впадении формируют внутренние зоны аккумуляции. В основном русле наблюдаются селевые террасы высотой до 1,5-2 м. На примыкающую к Хибинам с севера предгорную равнину выдвинут обширный веерообразный в плане конус выноса площадью около 3,5 км² с сетью реликтовых ложбин. Источником твердой фазы для селей, сходящих по притокам Манепахкуая, является склоновый чехол, концентрирующийся в водосборных воронках. В русле главного водотока транспортируется материал, выносимый притоками и мобилизованный в результате боковой и глубинной эрозии. Зоны транзита в притоках представлены V- и теснинообразными врезами

с узким днищем (1-2 м). В продольном профиле характерны уступы, контролируемые положением выходов более стойких пород (0,5-1 м высотой) и тектонических нарушений (до 4-10 м и более). В стволовой долине единая зона транзита «разорвана» аккумулятивными конусами долин-притоков, но в целом занимает большую часть горного участка. В ее пределах поперечный профиль меняется от ящико- до U-образного, ширина днища составляет 10-20 м, русло — прямолинейное, шириной в первые метры, с каскадами порогов высотой 0,3-1 м.

Бассейн Лявойока вложен в комплекс слившихся троговых долин. В главное русло впадают 4 селеносных притока. Продольный профиль водотоков в бассейне отчетливо ступенчатый. И притоки, и главное русло характеризуются корытообразными селевыми врезами глубиной от 2-3 м до 4-5 м соответственно. В главном русле на участке перед выходом водотока из гор селевой врез приобретает теснинообразный поперечный профиль шириной 20-30 м по днищу и 50-60 м по бровкам. В нижнем и среднем течении Лявойока наблюдаются разновысотные — от 0,5 до 1,5-2 м над руслом — гряды, полосы и поля аккумуляции, террасы. Отличительная черта селевых террас Лявойока — их значительная выдержанность по длине и высоте (например, на субмеридианальном участке в средней части долины длина террасы высотой 1,2-1,5 м над урезом составляет около 400 м). Источником рыхлого материала для селевых потоков служат ледниковые толщи, выполняющие днище долины, и размываемые древние селевые отложения.

Бассейн р. Голубичной (правого притока р. Малой Белой) наследует троговую долину. В главное русло впадет 4 селеносных

притока, очаги которых расположены в водосборных воронках в прибровочной части долины. В тальвегах этих притоков формируются V-образные врезы глубиной от 1 до 4 м, 2 притока формируют конусы выноса площадью до 0,02 км² при впадении в главное русло. Продольный профиль долины — вогнутый с элементами ступенчатого. Река Голубичная прорезает ледниковые отложения в днище трога, насыщаясь рыхлым материалом по всей длине водотока и формируя ящикообразный донный врез шириной 30-40 м по бровкам и глубиной около 4-5 м с хорошо выраженными селевыми террасами разной высоты. Некоторые селевые террасы несут следы размыва в виде подмытых уступов, что говорит о переотложении селевого материала. Зона разгрузки долины Голубичной относительно небольшая — ее площадь составляет около 0,1 км².

Долина Алявумйока расчленяет эрозионно-экзарационный склон долины р. Малой Белой. Основным источником твердой фазы селевой смеси служат обломки, концентрирующиеся в водосборной воронке в истоке. Большая часть протяженности долины представляет собой четко выраженный селевой врез с трапециевидным поперечным профилем. Глубина вреза варьирует от 6 до 8 м. Ширина по бровкам достигает 30-40 м. Местами в бортах вреза обнажаются коренные породы, но по большей части они перекрыты относительно мощным чехлом склоновых отложений и, в нижней части долины — морены. Эти отложения служат дополнительным источником твердого питания селей. Днище вреза плоское в поперечном профиле, местами — осложнено селевыми глыбово-валунными грядами. Продольный профиль днища — отчетливо ступенчатый, со значительны-

ми продольными уклонами. Уклоны и ступенчатость значимо возрастают в средней части долины на выходе из гор. Непосредственно в русле здесь обнажаются скальные породы. Алявумйок образует общую зону разгрузки с расположенным западнее безыменным ручьем. Их общий конус выноса имеет сложное строение — прослеживаются генерации ложбинно-грядового рельефа и относительно выровненные, выпуклые в поперечном профиле поля селевой аккумуляции. Бассейн этого притока расположен на внешнем тектоно-денудационном склоне массива с селевым очагом в виде водосборной воронки. Основной источник материала — склоновый чехол мощностью преимущественно в пределах 0,5 м. Селевой врез V-образного поперечного профиля имеет глубину 1,5–2 м. Разгрузка селевых потоков происходит у подножия склона — образуется конус выноса площадью около 0,05 км².

В эрозионно-экзарационной долине руч. Шомйок в Ловозерских тундрах зарождение селевого потока происходит в верхней части долины в основании водосборной воронки. В днище наблюдаются зоны внутридолинной аккумуляции и селевые террасы. В верхнем течении, непосредственно ниже участка с резким падением крутизны тальвега, расположена зона внутридолинной аккумуляции длиной около 1,2 км и шириной около 100 м. Ниже по течению в связи с увеличением уклона расположена зона селевого транзита, морфологически выраженная как ящикообразный донный врез. Основная зона разгрузки селевого потока представлена пологовыпуклым от основания к периферии конусом, осложненным веерообразно расходящимися ложбинами корытообразного поперечного профиля.

Верховья руч. Азимут вложены в трог, в который открываются два кара. Из-за малых уклонов в днище трога селевая деятельность начинается ниже него — на участке врезания водотока. В этом бассейне присутствуют два селевых притока с компактными зонами аккумуляции. В главном русле чередуются транзитно-эрозионные участки, представленные V-образными врезами глубиной до 2–2,5 м, транзитно-аккумулятивные участки с фуркирующим руслом между линейно вытянутыми селевыми грядами высотой менее 0,5 м и длиной в первые метры, и зоны внутридолинной аккумуляции — внутренние дельты площадью до 0,01 км². В нижнем течении по обоим бортам русла наблюдаются линейно вытянутые террасовидные поверхности, сложенные селевыми отложениями — свидетельства более дальней транспортировки материала селевыми потоками в голоцене.

Выводы. Современный облик долинной сети наиболее крупных горных массивов Кольского полуострова в значительной мере определяется активностью селевых процессов, конкретные проявления которых находятся во взаимосвязи и зачастую непосредственно обуславливаются соотношением ледникового, эрозионного и тектоно-денудационного рельефа. Современная селевая деятельность в большей части исследованных бассейнов значительно канализирована — сосредоточена в пределах русел и наиболее низких (до 1–2 м над урезом) уровней днщ долин. Основные зоны разгрузки расположены ниже выхода рек из горных массивов, а промежуточные зоны аккумуляции обычно приурочены к устьевым зонам притоков и поворотам долин в среднем течении (в сложных селевых бассейнах).

Исследование выполнено при финан-

совой поддержке РФФИ в рамках научно-го проекта №17-05-00630 «Пространственно-временные аспекты взаимодействия селевых и флювиальных процессов в долинах низкогорных массивов Кольского полуострова»; по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования». Авторы выражают благодарность старшему научному сотруднику кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ имени М.В. Ломоносова Ф.А. Романенко за помощь в организации и проведении полевых работ.

Литература

Божинский, А.Н., Перов, В.Ф., Евтеев, А.О. и др. Водоснежные потоки Хибин – М.: Географический факультет МГУ, 2001. – 167 с.

Перов, В.Ф. Типология горных водосборов с проявлением селевого процесса / Тр. Всерос. конф. по селям. – Нальчик, 2003. – С. 99–106.

Perov, V., Chernomorets, S., Budarina, O. et al. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. – 2017. – Vol. 88. – №1. – P. S199–S235. DOI:10.1007/s11069-017-2841-3.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Г. БЕШТАУ (РЕГИОН КАВКАЗСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ)

Суханова Т.В.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
tanikatgu@mail.ru*

Аннотация. Приводятся результаты геоморфологических исследований в районе интрузивного массива Бештау, который находится в пределах Минераловодской равнины. Изучение рельефа Бештаугорского массива свидетельствует о его стадийном поднятии. Об этом говорят развитые на его склонах серии разновысотных и разновозрастных ступеней. Неотектонический рост поднятия Бештау вызвал омоложение древних и появление новых трещин и разрывных нарушений в толще массива и миграцию по ним глубинных газов.

Ключевые слова: интрузия, рельеф, ступени, поднятие, стадийность, трещины, разрывы

Территория исследования находится в пределах Минераловодской равнины, в предгорьях Северного Кавказа, в междуречье Кумы и ее правого притока Подкумка. В пределах Бештау находится крупное отрабатанное месторождение урана. В настоящее время в подземных водах массива и атмосферном воздухе отмечается повышенная концентрация радионуклидов. В качестве основных областей проницаемости нами рассматриваются зоны разрывных наруше-

ний и повышенной трещиноватости, которые стали активны в современной геодинамической обстановке на фоне новейшего тектонического поднятия массива. В связи с этим мы исследовали рельеф и его развитие на новейшем, в том числе, современном этапе, а также проявление в рельефе разрывов и трещин.

Бештаугорский массив относится к группе интрузивных тел Минераловодского района Эльбрусской магматической об-

ласти. Здесь, кроме Бештау, находится более 20 интрузивных гипабиссальных массивов, в большинстве своем представляющих собой магматические диапиры (Большой Кавказ, 2007). Интрузивный массив сложен гранит-порфирами неогенового возраста, называемыми бештаунитами. Интрузия прорывает осадочные терригенно-карбонатные породы мезозойского (меловые) и кайнозойского (палеогеновые, неогеновые) возраста. Меловые отложения приподняты интрузией и обнажаются только на северо-восточном склоне горы. Небольшие выходы этих отложений в виде тектонических клиньев видны вдоль Главного разлома, отделяющего горы Козьи скалы от основного массива, южнее Главного разлома и в северо-западной части массива. Отложения палеогена широко развиты в основании г. Бештау. Это — мергели и глины палеоцена, эоцена и глинистая толща олигоцен-плиоценового возраста.

На основании изучения возраста вмещающих пород был установлен миоценовый возраст внедрения интрузии. Абсолютный возраст пород магматических диапиров оценивается от 8,8 до 8,25 млн. лет (Большой Кавказ, 2007) и совпадает с позднемиоценовой активизацией тектонических движений. Интрузивы формировались в течение 3-4-х фаз внедрения.

Четвертичные отложения представлены гравитационными, делювиальными и пролювиальными отложениями. Южнее в долине р. Подкумок развит аллювий.

В рельефе интрузивного массива выделяются три наиболее крупные вершины — в центральной части — г. Бештау (1401 м), в северной части — г. Малый Бештау (1251 м), на востоке возвышаются Козьи Скалы (1142 м). Кроме того, выделяются менее крупные вершины — на юге и запа-

де — горы Два Брата (1124 м) и Лохматая (1080 м) соответственно. Для всего массива характерны крутые, местами отвесные склоны, в основании которых широко развиты осыпные конусы и шлейфы, обвальные массы. Все склоны интрузии рассечены радиально расходящимися глубокими широкими оврагами и ложбинами.

Рельеф территории развития Бештаугорского массива относится к денудационному типу. Подножия гор, где крутизна склонов не превышает 15°, характеризуется холмисто-грядовым, местами платообразным, денудационным рельефом. Территории, примыкающие к массиву Бештау, представляют собой денудационные равнины с покровом элювия и делювиальных отложений, а также аллювиальные равнины Подкумка (Государственная..., 2011). Последние включают разновозрастные речные террасы.

История тектонического развития массива Бештау связана с развитием Кавказа, который на новейшем этапе испытал рост и расширение, магматическую активность, и вовлек в этот процесс и прилегающие территории, в том числе Минераловодскую равнину.

Стадийность развития. Исследование рельефа Бештаугорского массива свидетельствует о его стадийном поднятии и расчленении. Об этом говорят развитые на его склонах серии ступеней и уровней. Ступени представлены разновысотными площадками, разделенными крутыми уступами или более пологими склонами.

Наиболее высокие и относительно древние ступени, развитые на интрузивных породах, интенсивно разрушены и от них сохранились одновысотные гребни. В целом они образуют высокий *центральный ярус* рельефа. Более низкие и молодые сту-

пени, развитые на осадочных отложениях, имеют лучшую сохранность, образуют более низкий *периферический ярус* рельефа, оконтуривающий интрузию. Выделение и характеристика ступеней, представленных ниже, основаны на полевых данных, анализе топографических карт и геолого-геоморфологических профилей. Возраст ступеней определен на основании разных данных. Во-первых, он ограничен миоценовым возрастом самой интрузии. Во-вторых, принимаются во внимание развитые гипсометрически ниже, севернее и восточнее, известные по возрасту аккумулятивные морские равнины — плиоценовые (акчагыльские) и раннеплейстоценовые (бакинские). Поэтому наиболее древние поверхности, развитые в пределах интрузивного массива, предположительно датируются нами как поздний миоцен. Возраст более низких поверхностей, соответственно, является плиоцен-четвертичным.

Центральный высокий ярус рельефа.

Большинство ступеней, выработанных на гранит-порфирах, выделяются, главным образом, на склонах г. Бештау. Склоны же г. Малый Бештау очень крутые, осложнены только эрозионными формами.

Самая высокая и древняя — *вершинная останцовая поверхность* — имеет максимальную абсолютную отметку 1400 м. Фактически это вершина г. Бештау. Ее размеры не превышают 100 м.

С севера и востока в вершинную поверхность врезана на глубину 130 м *более молодая ступень*. Ее пологая часть имеет высоту 1270-1240 м. Она хорошо выражена на северном склоне г. Бештау. Останцом этой поверхности является вершина г. Малый Бештау (1250 м).

Следующая ступень сохранилась в виде

отдельных пологонаклонных фрагментов на высоте около 1100 м на северо-восточном, юго-восточном и южном склонах г. Бештау. На восточном склоне к ней относится меридионально вытянутая седловина. На северо-западном и юго-западном склонах этому уровню соответствуют вершины гор Лохматая (1080 м) и Два Брата (1124 м).

Более низкая поверхность выделяется на высоте 950-850 м. Она развита ограничено на юго-восточном склоне г. Бештау и на восточном склоне Козьих Скал (г. Сапун — 954,9 м).

Периферический низкий ярус рельефа. На осадочных отложениях, облегающих интрузию, развит более мягкий рельеф, с отчетливо выраженными ступенями. Последние концентрически оконтуривают Бештаугорский массив. Овраги расчленяют высокие и крутые склоны и открываются на более низкие выровненные поверхности. Таким образом, устьевые части оврагов маркируют границы склонов и пологих участков. На севере и северо-востоке поверхности более равномерно расчленены овражной сетью и выдержаны по ширине. Овраги спускаются, соответственно, к долине р. Кума и ее правому притоку р. Джемуха. На западе и юге поверхности интенсивно расчленены эрозионной сетью и иногда представлены отдельными останцами. В пределах низкого яруса рельефа выделяются четыре ступени.

Наиболее высокая ступень в 850-800 м врезана на 50-60 м в вышележащую поверхность, иногда она полого спускается до 750 м. Она хорошо выражена и, практически, по всему периметру оконтуривает Бештаугорский интрузивный массив широкой полосой. На севере и западе ступень полого наклонена, в наименьшей степени нарушена эрозионной сетью, ее ширина 600-800 м. На

востоке ей соответствуют небольшие останцы на крутом склоне г. Козьи Скалы. На юге и юго-востоке ширина этой поверхности от 200-400 до 50 м, и она интенсивно расчленена оврагами и ложбинами.

Следующая ступень представлена полого наклонным склоном, спускающимся от 800 до 700 м, иногда до 750 м и шириной от 400-500 м до 1 и более км. На этой поверхности расположена восточная часть города Лермонтово. На северном склоне наблюдаются отчетливо выраженные врезы высотой до 40 м и более ровные площадки.

Самая низкая поверхность выделяется на высоте 700-650 м, местами спускается до 600 м. Она развита на эоценовых и олигоценых отложениях, ее ширина от 200 до 500 м и до 1 км. На западе и юге к ней примыкают четвертичные аллювиальные террасы Кумы и Подкумка. Наиболее древние из них имеют эоплейстоценовый возраст аллювия. На основании этого возраст поверхности может быть также эоплейстоценовым или плиоценовым.

Развитие ступеней на склонах Бештаугорского массива доказывает его активное поднятие в течение всего неогена и в четвертичное время. О продолжающемся его поднятии свидетельствует ярко выраженный наклон развитых на его склонах поверхностей — ступеней рельефа. Можно выделить 6-8 стадий поднятия массива, в процессе которых образовались описанные выше ступени в рельефе. Помимо морфологических признаков развития поднятия интрузивного массива, установленных нами на основании анализа его рельефа, имеются геологические данные более ранних исследований (Сазонов и др., 2009), подтверждающие его активное развитие на новейшем этапе. Поднятие Бештау связано не только с новейши-

ми тектоническими движениями, но и с магматической активизацией всего Кавказа, особенно в течение плиоцен-четвертичного времени. Не исключено, что здесь имеют место процессы штокоподобного воздымания консолидированных ядер лакколитов или «всплывания» интрузивных тел. Вероятно, наибольшая активность была в позднем миоцене и плиоцене.

Трещины и разрывы. Весь интрузивный массив Бештау нарушен трещинами и разрывами различных направлений. Среди них преобладающими являются разрывы северо-восточного простирания. Наиболее протяженные разделяют массивы Малый Бештау и Бештау, Бештау и Два Брата. Вероятно, эти разрывы, образовались во время разнофазового внедрения магмы. Некоторые фазы проявились образованием мелких жил в небольших разрывах того же простирания. Многие разрывы северо-восточной ориентировки проявлены в рельефе ложбинами и промоинами.

Другая система разрывов, отчетливо выраженная в структуре массива, имеет субмеридиональное и север-северо-западное простирание. Главный региональный разлом, разделяющий Восточный массив Козьи Скалы от основного Западного, вытянут субмеридионально. К нему приурочен выход осадочных отложений. В современном рельефе Главный разлом хорошо выражен эрозионными ложбинами. Такое же простирание имеет краевой разрыв, отделяющий на западе интрузию от вмещающей осадочной толщи.

Субмеридиональные разрывы, вероятно, являются литологическими границами между магматическими и осадочными породами, и между интрузиями разных фаз внедрения.

Зона трещиноватости северо-западной ориентировки, отчетливо проявленная линейными на поверхности, развита в южной части массива. В ее пределах была обнаружена радоновая аномалия.

Бештаугорский массив осложнен многочисленными нарушениями кольцевого типа (Сазонов и др., 2009) на границе интрузии с вмещающими породами. Эти разрывы могли возникнуть в уже консолидированной толще во время воздымания (выталкивания) интрузии в периоды неотектонической активности или ее всплывания. У подножия северного крутого склона г. Малая Бештау кольцевой разрыв маркируется выходами родников. Отчетливо выраженная концентрическая зональность рельефа на склонах Бештау, таким образом, обусловлена не только расположением ступеней рельефа вокруг поднятия интрузивного массива, но и опоясывающим характером разрывных нарушений.

Для оценки роли разрывов и трещин Бештаугорского массива как зон миграции глубинных газов были проведены струк-

турно-геодинамические исследования, анализ результатов которых показал приуроченность выявленных ранее аномалий радона к области пересечения разноориентированных систем разрывных нарушений и трещиноватости.

Литература

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / под редакцией Ю.Г. Леонова. – М.: ГЕОС, 2007. – 368 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38. Пятигорск. Объяснительная записка / Лаврищев В.А., Греков И.И., Семенов В.М., Ермаков В.А. и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. – 420 с.

Сазонов, И.Г., Харченко, В.М., Коллеганова, Д.А. Новейшие и современные тектонические движения в северной части транскавказского субмеридионального поднятия и их влияние на рудо- и нефтегазоносность // Разведка и охрана недр. – 2009. – №3. – с. 14-19.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ УМЕНЬШЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА В КРИОЛИТОЗОНЕ

Тарбеева А.М., Сидорчук А.Ю.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
amtarbeeveva@yandex.ru*

Аннотация. До последнего времени оценки изменения речного стока по геоморфологическим признакам в криолитозоне не проводились. Это объяснялось тем, что криогенные процессы существенно преобразуют флювиальный рельеф пойм, затрудняя выявление палеорусел. Однако исследования взаимосвязи криогенных и русловых процессов позволили выявить новые морфологические признаки изменения стока, характерные именно для криолитозоны. На основе дешифрирования космических снимков были выявлены четыре признака снижения водности, два из которых — четковидные русла и фрагменты русел в заполненных долинах — характерны для криолитозоны, а еще два — макроизлучины современного русла и большие старицы — хорошо известны в других регионах мира. Анализ распространения вы-

деленных признаков по длине р. Кенкеме в Центральной Якутии позволил подтвердить, что четковидные извилистые русла и долинные мари с фрагментами русел также свидетельствуют о снижении речного стока в этом регионе, так как наблюдаются совместно с известными ранее признаками.

Ключевые слова: криолитозона, палеорусловой анализ, изменение стока, малые и средние реки, макроизлучины, четковидные русла, мари, Центральная Якутия

Введение. В разных регионах мира описаны следы более крупных водных потоков в прошлом (Волков, 1963, Dury, 1965, Vandenberghe, 1987, Сидорчук, Панин, 2017, Williams, Fryirs, 2020). Эти следы обычно представлены крупными староречьями, макроизлучинами современного русла, а также фрагментами отмирающих русел в сухих долинах. Широкое распространение следов большого стока не обязательно связано с повсеместным и одновременным уменьшением стока воды, а объясняется тем, что они чаще сохраняются в рельефе, так как медленнее перерабатываются уменьшившимся водным потоком, чем в случае увеличения стока. Палеогидрологические исследования направлены на то, чтобы выявить эти следы, продатировать их, и восстановить причины изменений руслоформирующей деятельности.

Большинство следов большего стока относят к рубежу позднеледникового и голоцена (Сидорчук, Панин, 2017), причем максимальное изменение стока в Евразии происходило в степной и лесостепной зонах, постепенно уменьшаясь на север. Считается, что существенные изменения стока в тундре в этот период не происходили, и для этого не было причин. При этом также отмечается, что сохранность флювиального рельефа в криолитозоне сильно ухудшается вследствие активной переработки криогенными процессами, что затрудняет восстановление палеорельефа

(Панин, 2015).

Тем не менее, детальное изучение флювиальных процессов в криолитозоне, в том числе влияния на них криогенных процессов, позволили выявить некоторые признаки снижения водности рек (Тарбеева, 2018). В данной статье попытаемся их описать и рассмотреть закономерности их распространения, не делая пока выводов о времени и масштабах изменения водности рек.

Методы и материалы. В работе рассмотрена река Кенкеме — левый приток р. Лены в Центральной Якутии. Территория характеризуется умеренным резко континентальным климатом, мощной (более 500 м) мерзлотой, таежной растительностью. Левобережье Лены представлено перевеянными высокими террасами р. Лены, занятыми сосновыми на водоразделах и лиственничными в понижениях лесами. Общая площадь водосбора р. Кенкеме — 10 тыс. км². Среднемноголетний расход воды на гидрологическом посту Второй станок (3550 км²) составляет 1,57 м³/с (1946-1975 гг.). Река промерзает до дна с ноября по май (в среднем на 171 день). Средняя мутность воды не превышает 25-50 г/м³ (<https://water-rf.ru/>).

По космическим снимкам высокого разрешения, доступным через сервисы SAS. Планета (<http://www.sasgis.org/>) и SakhaGIS (<https://sakhagis.ru/>), проводилось дешифрирование флювиального рельефа на равнинах криолитозоны. На основе дешиф-

рирования снимков выделены и описаны четыре основных морфологических признака уменьшения стока. Затем, на примере р. Кенкеме в Центральной Якутии, было проанализировано распространение этих признаков по длине реки. Для характерных участков реки проводилась оценка площади водосбора по топографическим картам. С 2015 по 2019 гг. в данном районе проводились полевые описания рек, включая р. Кенкеме в среднем течении.

Морфологические признаки снижения водности рек. В криолитозоне выделены четыре основных морфологических признака уменьшения стока: 1) крупные старицы на пойме, 2) макроизлучины современного русла, 3) четковидные излучины и 4) фрагменты русел в заполненных долинах (долинных марях). Первые два признака давно описаны для рек вне криолитозоны (Сидорчук, Панин, 2017). Последние два признака описаны в криолитозоне (Симонов, 1964; Тарбеева, 2018), но также встречаются и в других регионах (Тарбеева и др., 2016, Young, 1986), где наблюдалось уменьшение стока.

Макроизлучины современного русла выделяются на основе того, что шаг таких излучин (расстояние между точками изменения кривизны) превышает 5-6 ширин русла, то есть нормальные соотношения, установленные для потоков различной природы (Leopold, Wolman, 1957). Макроизлучины характеризуются наличием ступенчатой поймы, самая низкая часть которой соответствует бывшему дну большого русла. В русле с макроизлучинами одновременно могут встречаться как современные излучины, имеющие меньшие размеры, так и крупные.

Крупные старицы на пойме также

имеют параметры, большие, чем имеет современное русло, и часто наблюдаются одновременно с макроизлучинами. В криолитозоне старичные ложбины могут подвергаться интенсивному морозобойному растрескиванию, термокарсту и солифлюкционному заплыванию, поэтому сохранность таких форм часто плохая. По этим причинам старицы на пойме в криолитозоне не очень надежны при реконструкции палеостока. Тем не менее, степень морозобойного растрескивания таких форм и развития полигонально-жильных льдов позволяет оценивать их возраст (Sidorchuk, Matveev, 1994). Для измерения параметров палеорусла можно использовать гривистый рельеф, например, радиус его кривизны, а не только ширину русла, которая сильно изменяется в результате криогенных процессов.

Четковидные излучины — относительно недавно выявленный признак снижения водности (Тарбеева, 2018) и окончательно не доказанный. Четковидное извилистое русло — это русло, имеющее в целом извилистую форму, но состоящее из чередования озеровидных расширений (чётков) и узких проток. Расстояние между соседними расширениями или сужениями русла чаще всего меньше 2-3 ширин русла, то есть характерного расстояния между соседними перекатами или плёсами, установленного для рек (Leopold, Wolman, 1957). Образование расширений русел в криолитозоне чаще всего связывают с вытаиванием подземного льда в узлах решетки полигональных трещин, то есть действием термокарста (Hopkins, Karlstrom et al., 1955), но есть и другие версии (Тарбеева и др., 2019).

Развитие четковидных расширений русла в ряде случаев, несомненно, связано со снижением водности. Например, такую

форму часто имеют брошенные участки русел свободно меандрирующих рек криолитозоны. В результате изменения положения русла, в старицах происходит снижение стока воды и наносов, возможно, также усиливается прогрев воды в межень, что и приводит к развитию термокарста и образованию четковидных расширений.

Тем не менее, наличие расширений в русле напрямую не указывает на снижение водности реки, так как развитие термокарста и русловых процессов может происходить совместно, но в разные фазы водного режима. Между тем, четковидное строение русла свидетельствует о том, что мощности потока воды и наносов недостаточно для нивелировки возникающих в русле термокарстовых или иных форм, не связанных с эрозионно-аккумулятивной деятельностью реки, то есть, является признаком относительным.

Остатки фрагментов русел в заполненных долинах — четвертый признак снижения водности — также является относительным. Этот признак выражается в том, что в заболоченном днище долины прослеживаются отдельные слепые фрагменты русла, иногда имеющие четковидную или извилистую форму. Такие участки долин описаны в Забайкалье как долинные мари Ю.Г. Симоновым (1964), который указывал на то, что долины и русла заплывают склоновыми отложениями в результате процессов солифлюкции, когда водный поток не способен вынести поступающий в русло материал. Подтверждением того, что руслоформирующий процесс ранее был активнее, является наличие извилистых участков отмирающих русел, несомненно, сформировавшихся вследствие эрозионно-аккумулятивной работы потока. При этом большая

активность руслового процесса в прошлом не обязательно связана с большей водностью потока. Она также могла снизиться в результате увеличения поступления склонового материала (например, при отсутствии растительного покрова).

Распространение признаков снижения водности по длине р. Кенкеме. Дешифрирование перечисленных выше признаков на р. Кенкеме показало, что они закономерно сменяют друг друга по длине реки.

В среднем и нижнем течении, где площадь водосбора р. Кенкеме составляет 3-10 тыс. км², распространены многочисленные макроизлучины и большие старицы. В нижнем течении, наряду с макроизлучинами, наблюдаются современные излучины меньшего размера. В среднем течении малые излучины не наблюдаются, но наблюдается осложнение макроизлучин вторичными изгибами. Основная поверхность поймы, занимающая, в том числе, шпоры излучин, в среднем течении имеет высоту 5-6 м, залесена и затапливается крайне редко.

Выше по течению, при площади водосбора реки менее 3 тыс. км², в меандрирующем русле Кенкеме появляются четковидные расширения, сначала единичные, в вершинах излучин, а с площади водосбора 800-1000 км² переходящие в сплошные цепочки чётков.

В верховьях реки, при площади водосбора менее 100-120 км² появляются маревые долины с фрагментами русла, которые тянутся до самых ее истоков.

Обсуждение результатов и выводы. Таким образом, в долине р. Кенкеме наблюдается снижение руслоформирующей деятельности водотока, которое выражается в присутствии всех выделенных морфоло-

гоческих признаков. Выделенные признаки снижения водности закономерно сменяют друг друга по длине водотока по мере изменения размера (водности) реки: от заполненных долин с отмирающими руслами в верховьях рек, четковидных русел в верхнем течении, до макроизлучин и больших стариц в среднем и нижнем течении реки. Такая смена в пределах одной реки как достоверных, так и «относительных» признаков снижения водности может говорить о том, что формирование четковидных русел и фрагментов русел в заполненных долинах (т.н. «относительных признаков») связано именно со снижением водности. Также в результате снижения водности реки произошло уменьшение высоты половодья в среднем течении, вследствие чего пойма реки стала крайне редко затопливаться, а излучины становятся врезанными. В нижнем течении, вероятно, в связи с большей водностью, уже успевают сформироваться современные излучины, поэтому одновременно наблюдаются формы разных размеров.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 20-05-00840 (А.М. Тарбеева), методические исследования выполнены по ГЗ АААА-А16 - 116032810084-0 (А.Ю. Сидорчук, А.М. Тарбеева).

Литература

Волков, И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // ДАН СССР. – 1963. – Том 151. №3. – С. 648-651.

Панин, А.В. Флювиальное рельефообразование на равнинах умеренного пояса Евразии в позднем плейстоцене — голоцене. Автореф. дис. ... доктора геогр. наук. – М.: МГУ, 2015. – 46 с.

Сидорчук, А.Ю., Панин, А.В. Геоморфологические подходы к оценке ве-

личины речного стока в геологическом прошлом (ст. 1. морфометрические зависимости) // Геоморфология. – 2017. – №1. – С. 55–65. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2017-1-55-65>.

Симонов, Ю.Г. Долинные мари — региональный тип долин Забайкалья и Дальнего Востока // Записки Забайкальского отдела географического общества СССР. Вып. XXIV. – Чита: Восточно-Сибирское книжное издательство, 1964. – С. 50-57.

Тарбеева, А.М., Крыленко, И.В., Сурков, В.В. Озеровидные расширения русел рек степной зоны и возможные причины их формирования (бассейн р. Урал в районе г. Орска) // Геоморфология. – 2016. – № 1. – С. 73–81. DOI:10.15356/0435-4281-2016-1-73-81.

Тарбеева, А.М., Лебедева, Л.С., Ефремов, В.С., Крыленко, И.В., Сурков, В.В., Шамов, В.В., Луценко, Т.Н. Условия и процессы формирования четковидной формы русла малой реки криолитозоны (на примере р. Шестаковки, Центральная Якутия) // Криосфера Земли. – 2019. – Т. 23. №2. – С. 38–49. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2(38-49).

Тарбеева, А.М. О происхождении четковидной формы русел рек криолитозоны // Геоморфология. – 2018. – №1. – С. 88-95. URL: <https://doi.org/10.7868/S043542811801008X>.

Dury, G.H. Theoretical Implications of Underfit Streams: General Theory of Meandering Valleys / Geological Survey Professional Paper 452-C. United States Government Printing Office, Washington, 1965. – 43 pp.

Hopkins, D., Karlstrom, T., and Black, R. Permafrost and ground water in Alaska / Geol. Surv., Prof. Pap. Washington,

1955. – 264 F. – 146 p.

Leopold, L.B. and Wolman, M. River channel patterns; braided, meandering, and straight: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282-B, 1957. – P. 39-85.

Sidorchuk, A., Matveev, B. Channel processes and erosion rates in the rivers of the Yamal Peninsula in western Siberia. / IAHS Publ. Variability in Stream Erosion and Sediment Transport, 1994. – Vol. 224. – P. 197–202.

Vandenberghe, J. Postglacial river activity and climate: state of the art and future perspectives. European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene (Ed. by B. Frenzel). Paläoklimaforschung. Palaeoclimate Research. Vol. 14. G. Fischer Verlag, Stuttgart-Jena-NY,

1995. – P. 1-9.

Williams, R.T., Fryirs, K.A. The morphology and geomorphic evolution of a large chain-of-ponds river system / Earth Surf. Process. Landforms. – 2020. URL: <https://doi.org/10.1002/esp.4842>.

Young, A.R.M. Quaternary sedimentation on the Woronora Plateau and its implications for climatic change / Australian Geographer. – 1986. – Vol. 17. №1. – P. 1-5. DOI:10.1080/00049188608702893

Научно-популярная энциклопедия «Вода России». URL: <https://water-ru.ru/> (дата обращения 17.04.2020).

SaS.Planeta. URL: <http://www.sasgis.org/> (дата обращения 17.04.2020).

SakhaGIS. URL: <https://sakhagis.ru/> (дата обращения 17.04.2020).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВА КУНАШИР

Шишкин В.С.¹, Беляев Ю.Р.²

¹ООО «ИГИИС», Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yrbel@mail.ru.

Аннотация. В работе приводятся результаты полимасштабного геоморфологического картографирования территории острова Кунашир. Картографирование основано на данных полевой геоморфологической съемки ключевых участков острова, а также дешифрировании спутниковых изображений высокого и сверхвысокого разрешения, сопряженного анализа геологических и топографических карт, морфометрическом анализе цифровых моделей рельефа. Создана общая геоморфологическая карта масштаба 1:200 000 на всю территорию острова, а также карты масштабов 1:75 000 и 1:25 000 — на отдельные его участки. Установлено наличие четырех основных генетических типов рельефа в пределах острова: вулканического, тектоно-денудационного, флювиального и прибрежно-морского. Создана схема геоморфологического районирования острова. Всего выделено 9 геоморфологических районов и 22 подрайона.

Ключевые слова: Курильские острова, Кунашир, геоморфологическая карта, геоморфологическое районирование

Введение. Остров Кунашир занимает в пределах Курильской островодужной систе-

мы крайнее положение, замыкая ее с юга. Среди всех островов гряды он третий по

площади, уступая только Итурупу и Парамуширу. Кроме того, он — один из немногих населенных островов, что обусловлено как богатством его природных ресурсов, так и стратегическим положением. Из-за своего труднодоступного положения и непростых природных условий Кунашир до настоящего времени в геоморфологическом отношении изучен недостаточно. Общие представления о геологическом строении и геоморфологии острова были освещены в 60-70-х годах прошлого века в трудах Г.С. Горшкова, Е.К. Мархинина, И.В. Мелекесцева и др. Современные аналитические данные по частным вопросам геоморфологии и истории рельефа острова доступны в основном для крупных голоценовых вулканических аппаратов. Имеющиеся геоморфологические карты пока характеризуются недостаточной детальностью.

Методы и материалы. В связи с этим в основу работы была положена совокупность геоморфологических, геологических и картографических методов, направленных на полимасштабное изучение строения рельефа острова Кунашир: полевое геоморфологическое картографирование, дешифрирование спутниковых снимков, морфометрический анализ ЦМР, анализ материалов государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Полевое обследование ключевых участков территории острова было проведено в 2015-2017 г.

Результаты и обсуждение. Главным результатом этого исследования стало составление серии общих аналитических геоморфологических карт: карты масштаба 1:200 000 на всю территорию острова, карты масштаба 1:75 000 на южную часть острова (территорию южного подножья вулкана Головнина в районе залива Измены), и карты

масштаба 1:25 000 на территорию кальдеры вулкана Головнина и ее северо-восточного обрамления.

На их основе была составлена схема геоморфологического районирования территории острова. Все картографические операции проводились в среде ArcGIS.

Курильская островная гряда является частью активной переходной зоны континент-океан и приурочена к зоне погружения Тихоокеанской океанической плиты под восточную окраину Евразии. Рельеф Кунашира сформировался при сложном взаимодействии новейших тектонических движений, плейстоценового и голоценового вулканизма, изменений климата и колебаний уровня океана. В пределах острова установлено наличие следующих генетических комплексов рельефа: вулканического, тектоно-денудационного, прибрежно-морского, флювиального.

Вулканический рельеф представлен стратовулканами простого типа, вулканами типа Сомма-Везувий, кальдерами и более мелкими постройками — экструживными куполами.

К стратовулканам простого типа относятся вулканы Руруй и Смирнова, насаженные на тектоно-денудационный цоколь хребта Докучаева. Они занимают около 2% площади острова. Руруй представляет собой правильный конус с диаметром основания около 5-6 км и высотой 1485,7 м. Край вулкана закупорен экструживным куполом. Вулкан активен. Остатки стратовулкана Смирнова (отметка вершины 1189,0 м) примыкают к Рурую с юга. Северная часть этой постройки сохранилась неплохо, а южная — сильно разрушена, предположительно, в результате мощного эксплозивного извержения или обрушения периферической части

конуса. Здесь наблюдается обширное циркообразное углубление, открывающееся к юго-востоку и со стороны вершины вулкана обрамленное крутыми скальными стенками. Наклонное дно этого «цирка» осложнено четырьмя крупными лавовыми куполами, с одним из которых парагенетически связан крупный лавовый поток.

К вулканам типа Сомма-Везувий относятся вулканы Менделеева и Тятя. Суммарно они занимают почти 17% площади острова. Вулкан Тятя расположен на северо-востоке острова. Сомма представляет собой правильный усеченный конус высотой до 1500 м с диаметром основания 16-18 км и отчетливо вогнутым продольным профилем склонов. Вершинную часть ее занимает округлая взрывная кальдера размерами 2,1x2,4 км, внутри которой располагается активный молодой конус. Диаметр основания последнего составляет 1,8 км, а высота над дном кальдеры — около 370 м. Большая часть склонов молодого конуса, дна кальдеры, а также и склоны соммы перекрыты шлаками, но кое-где обнажаются и фрагменты лавовых потоков.

Вулкан Менделеева расположен в южной части острова. Сомма его в значительной степени денудирована и погребена под более молодыми образованиями. Гребень древней кальдеры прослеживается только в южной части постройки. Внутри кальдеры расположен молодой конус, сложенный андезитами и возвышающийся на 200 м над днищем кальдеры. Кратер запечатан экструзионным куполом.

К постройкам кальдерного типа относится вулкан Головнина, занимающий почти 8 % площади острова. Кальдера образовалась в результате мощного извержения в конце позднего плейстоцена, в ходе которо-

го было выброшено до 6-8 куб.км. пирокластического материала (Мелекесцев, 1971). В настоящее время вулкан имеет вид очень пологого сильно усеченного конуса с наивысшими отметками в районе 550 м. Вершинная его часть занята кальдерой диаметром 4-4,5 км. Дно кальдеры ровное, немного наклонное к северо-востоку. Высота обрамляющего вала составляет 200-400 м над дном кальдеры. Внешние склоны кальдерного вала расчленены радиальной сетью долин водотоков. Особенно хорошо эта сеть развита на южном и восточном склонах вулкана. Внутренние склоны кальдеры практически не расчленены. Посткальдерный вулканизм выразился в формировании трех андезитодацитовых экструзивных куполов, образование которых сопровождалось и сопровождается сольфатарной деятельностью. Кроме того, в днище кальдеры отмечается серия воронок взрыва, наиболее крупные из которых заняты озерами.

Тектоно-денудационный рельеф (часто со структурно-денудационными чертами) приурочен к авулканическим на протяжении большей части плейстоцена тектоногенным блокам, сложенным терригенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями различного возраста (от миоцена до нижнего плейстоцена), образующими фундамент острова. Различия в темпах поднятий предопределили разделение тектоно-денудационного рельефа на низкогорья, соответствующие более активным блокам, и сформированные в более спокойных условиях денудационные равнины.

Низкогорья занимают около 12% территории острова и сосредоточены в пределах хребта Докучаева. Высоты вершин здесь нарастают к северу от 500-800 до 1100 м. Южная и центральная часть хреб-

та массивные, слаборасчлененные. Вершинные поверхности плоские, шириной до 500 м, структурные, бронированные плато-базальтами фрегатской свиты, формирование которых, по современным представлениям происходило в период с плиоцена до раннего плейстоцена при массовых трещинных излияниях (Мартынов, 2011). В этом смысле можно говорить, что тектоно-денудационный рельеф здесь отчасти сохранил черты денудационно-вулканического рельефа лавовых плато.

Северная часть в большей степени сложена вулканогенно-осадочными породами рыбаковской свиты, а также плагиогранитами и гранодиоритами Прасоловского плутонического комплекса (миоцен-плиоцен). Платобазальты фрегатской свиты развиты здесь очень ограничено. Следствием этого стало существенно более густое расчленение склонов, по сравнению с южной частью хребта. Характерны узкие, вытянутые вдоль оси острова гребневидные вершинные поверхности.

Пологохолмистые денудационные равнины развиты на полуострове Ловцова, вдоль восточного подножия хребта Докучаева и вокруг вулкана Менделеева. Они занимают более 16 % территории острова. Часто фоновая поверхность равнин имеет генеральный уклон, совпадающий с падением пластов коренных пород. Характерно преобладание параллельного рисунка долинной сети. Нередки отпрепарированные денудацией штоки, выраженные в рельефе в виде куполообразных сопок, возвышающихся на 100-150 м над фоновой поверхностью.

В силу контрастности поля высот, невысокой противэрозионной устойчивости широко распространенных на острове вулканогенно-осадочных образований, а также

благодаря расположению острова в пределах зоны муссонного климата с большим количеством осадков, флювиальный рельеф играет важную роль и занимает более 26% территории. Он представлен многочисленными долинами постоянных и временных водотоков. В связи с асимметрией поля высот острова, водораздел рек охотоморского и тихоокеанского склонов сдвинут к северо-востоку. Поэтому долины, спускающиеся к Тихому океану длиннее, обладают большими водосборами и более пологим продольным профилем. Однако долины охотоморского склона более резко выражены, глубоки, для них характерны V-образные поперечные профили и невыработанные продольные. Большинство долин острова не имеют морфологически выраженных днищ. Лишь в наиболее крупных долинах (3-4 порядка по Штраллеру) отмечается пойма и надпойменные террасы. Склоны молодых вулканических построек расчленены многочисленными эрозионно-селевыми врезам — барранкос, радиально расходящимися от вершин. Вдоль долины реки Тягиной, куда разгружается значительное количество таких врезов, сформировался обширный аллювиально-пролювиальный шлейф.

Прибрежно-морской рельеф представлен современными берегами острова и комплексом морских террас. Около 65% берегов острова — абразионные и абразионно-денудационные. Характерны активные клифы высотой до 100 м, бенчи шириной до 200 м. Аккумулятивные берега распространены в бухтах, на перешейках или в районе впадения рек, поставляющих в береговую зону пляжеобразующие наносы. На острове выделяется до 5 уровней морских террас: на высотах 5-10 м, 10-20 м., 30-40 м, 50-60 м, 60-120 м и 200-250 м. Низкие террасы — го-

лоценовые, развиты преимущественно на тихоокеанском побережье. Более высокие террасы сохранились местами и в глубине острова. В частности 200-250 метровая терраса у западного подножия вулкана Менделеева образует слаборасчлененную пологонаклонную поверхность длиной около 8 и шириной до 1,5 км.

Наиболее крупные фрагменты абразионно-аккумулятивных террасированных равнин связаны с ареалами террас высотой до 20 м и отмечаются на перешейках — Кругловском, Южно-Курильском и Серноводском. Перешейки представляют собой бывшие морские проливы. На поверхности низких террас местами неплохо развит эоловый рельеф. В частности, относительно крупное дюнное поле сформировано на 10-20 метровой террасе на охотоморской стороне Серноводского перешейка. Доминирующие типы форм здесь — эмбриональные и параболические дюны. Местами наблюдаются песчаные раздувы и котловины выдувания. Время формирования этого дюнного поля связывается рядом авторов с внутриголоценовыми похолоданиями (Разжигаева, Ганзей, 2006).

Еще два обширных ареала прибрежно-морского рельефа приурочены к южному подножию кальдеры Головнина, а также к району устья реки Тягиной. Здесь основную площадь занимают террасы с высотой от 20 до 60 м. Суммарная площадь, занятая абразионно-аккумулятивными поверхностями составляет почти 12% территории острова.

Совершенно особое образование представляет собой полуостров Весловский. Это крупная позднеголоценовая аккумулятивная форма — коса — длиной около 8 км и шириной до 1,5 км, в пределах которой выделяется четыре генерации аккумулятивных

образований. Питание косы — двухстороннее, хотя поток наносов со стороны тихоокеанского берега явно более значим. Сходное, но меньшее по размерам образование — полуостров Палтусова — располагается на юго-западной оконечности Кунашира.

При геоморфологическом районировании острова Кунашир основными выделяемыми таксономическими единицами были геоморфологический район и подрайон. Геоморфологический район должен характеризоваться общностью геологического строения, а также известным единством типа и интенсивности денудационно-аккумуляционных процессов. В пределах Кунашира геоморфологические районы в общих чертах соответствуют морфоструктурам, испытанным на фоне общих вертикальных тектонических движений относительно опускания или поднятия, определившие, в значительной мере, характер и интенсивность геоморфологических процессов. Геоморфологический подрайон в соответствии с принципами районирования должен отвечать территории в пределах одного геоморфологического района с общим характером денудационно-аккумулятивных процессов, определяющих единый морфоскульптурный облик территории.

В пределах Кунашира выделено девять геоморфологических районов и 22 подрайона. Районы можно условно разделить на три группы: районы равнинного рельефа, районы низкогорных массивов, районы вулканических построек.

К районам вулканических построек относятся Головнинский, Менделеевский, Смирновско-Руруйский и Тягинский. Они соответствуют отдельным современным вулканам разных морфологических типов, «насаженным» на островной фундамент

и, соответственно, характеризуются абсолютным доминированием вулканического и денудационно-вулканического рельефа, занимают господствующее положение в современном поле высот.

К районам низкогорных массивов относятся Фрегатско-Герасимовский и Прасоловский. Они соответствуют приподнятым блокам фундамента острова, выраженным в рельефе в виде тектоно-денудационных низкогорий хребта Докучаева, местами бронированных платобазальтами фрегатской свиты.

К равнинным районам относятся Ловцовский, Саратовско-Серноводский и Весловский. Они отделены друг от друга вулканическими постройками вулканов Тятя и Головнина, однако уже ниже современного уровня моря их объединяет в единое сплошное пространство отчетливо выраженная шельфовая денудационная поверхность. Таким образом, они представляют собой относительно выровненный цоколь острова. Доминируют здесь денудационные и аккумулятивно-денудационные пологохолмистые равнины, на перешейках

и в прибрежной зоне сочетающиеся с абразионно-аккумулятивными террасированными равнинами.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Мартынов, А.Ю. Геохимическая эволюция вулканических островов Кунашир (Курильская островная дуга). Автореф. дисс. канд-та геолого-минералог. наук: 25.00.04. Дальневост. геол. ин-т ДВО РАН – Владивосток, 2011. – 23 с.

Мелекесцев, И.В., Брайцева, О.А., Сулержицкий, Л.Д., Кожемяка, Н.Н., Огородов, Н.В., Егорова, И.А., Лупикина, Е.Г. Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области. Вулканизм и глубины Земли – М.: Изд-во Наука, 1971. – с. 68-74.

Разжигаета, Н.Г., Ганзей, Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 365 с.

РЕЛЬЕФ В ИСТОРИЧЕСКОЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕТРОСПЕКТИВЕ

СОЕДИНЕНИЕ АРАЛЬСКОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА — НАЧАЛЕ ГОЛОЦЕНА

Бадюкова Е.Н.

*Московский Государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
badyukova@yandex.ru*

Аннотация. Анализ истории развития рельефа приаральского региона позволяет сделать вывод о возможности проникновения раковин *Cardium edule* в Аральское море в голоцене по протяженному широкому и глубокому палеоврезу, выработанному ранее при перетоке вод из Западной Сибири по Тургайскому прогибу, далее по Турану и Палеоузбою в Каспийское море. Данная палеодолина функционировала вплоть до голоцена, когда на территории установились субаральные условия. Во время новокаспийской трансгрессии воды Каспийского моря (а с ними и раковины *Cardium edule*) проникли далеко вглубь суши, сформировав протяженный залив. Впоследствии Аму-Дарья сформировала приаральскую дельту, разделив Аральскую и Сарыкамышскую котловины. Поступление речных вод Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи способствовало подъему уровня Арала уже после проникновения туда *Cardium edule*. Именно поэтому, отобранные на глубине моря раковины, первыми попавшие в Арал, имеют более древний возраст по сравнению с теми, которые отобраны на высоких морских террасах.

Ключевые слова: Палеогеография, переток вод, палеорельеф, палеодолина, палеорека, плейстоцен, голоцен, морские раковины, террасы

Введение. Основной причиной обратиться к данной теме явился вопрос о проникновении раковин моллюсков *Cardium edule* в Аральское море. Те объяснения, которые существуют в научной литературе явно неудовлетворительны. В частности, говорится о переносе икринок водоплавающими птицами или же о постепенном последовательном заселении раковин в озера вверх по Узбою. В настоящей работе анализ палеогеоморфологического строения рассматриваемого региона с привлечением литературного и современного картографи-

ческого материала позволил предположить существование пролива между Аральским и Каспийским морями, и допустить возможность проникновения раковин моллюсков *Cardium edule* по этому проливу, существовавшему еще в начале голоцена. Однако, прежде чем перейти непосредственно к данному вопросу необходимо очень коротко рассмотреть историю развития приаральского района за более длительный интервал времени.

Палеорельеф. В последнее время все больше данных, подтверждающих пере-

ток вод из Западной Сибири через Тургай, о чем говорили многие исследователи (Гумбольдт А., Миндендорф А.Ф., Ямнов А.А., Волков, Астахов и Гроссвальд, Архипов С.А., Городецкая М.Е., Панин А.В. и

др.). Поток, следуя на юг, выработал глубокий эрозионный врез, который фиксируется под осадками Аральского моря в его западной части, а также под отложениями в Сарыкамышской впадине (рис. 1) и в Узбое.

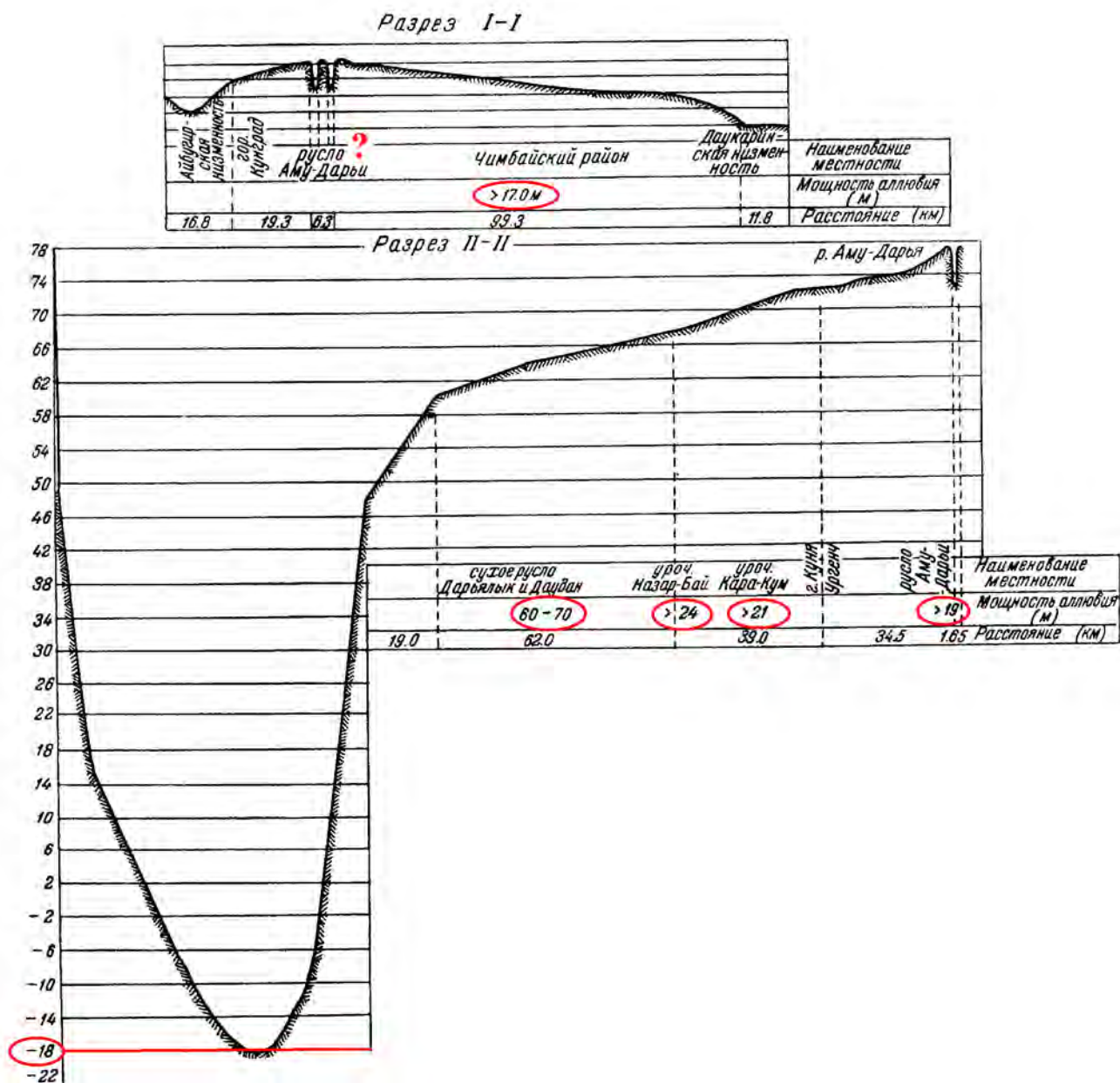


Рисунок 1. Палеоврез в Сарыкамышской впадине (по Лопатину, 1958)

Ряд авторов происхождения впадин Арала и Сарыкамыша приписывает в значительной степени работе рек, стекавших с севера. На карте донных отложений Араль-

ского моря в его северной части нанесена меридионально вытянутая зона крупнозернистого кварцевого песка, явно принесенного сюда с севера. Еще одним признаком

существования перетока являются пески Малые и Большие Барсуки, протянувшиеся от Тургайского прогиба к Аральскому морю и фиксирующие поступление аллювиального материала. Также важно отметить, что на высокой аральской террасе вдоль восточного склона Устюрта найдены гальки из пород, развитых в Мугоджарах (Пшенин и др., 1984). Проведенный авторами анализ позволил утверждать, что гальки были перенесены достаточно бурными потоками большой водности. Однако присутствие на этой террасе раковин *Cardium edule* объяснению не поддавалось.

Впоследствии, в конце четвертичного времени значительная часть эрозионной долины была заполнена аллювием этого потока и рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья мощностью до 60-70 м. Именно древний аллювий в виде пласта конгломерата из устюртских пород залегает под дельтовыми отложениями у Дарьялыка, одной из дельт Аму. Это чередование пластов мелкого и очень крупного конгломерата мощностью до 15 м, состоящего из галек и валуны до 0,5 м, сарматских известняков и мергелей. Судя по размерности аллювиальных осадков, а также принимая во внимание геоморфологическое строению берегов вдоль крупных останцов в Сарыкамыше, гидродинамическая обстановка была очень активной: высокие клифы, мощные береговые валы, сложенные валунно-галечным материалом. Результатом водной эрозии являются как восточные чинки Устюрта, так и многочисленные останцы.

В центральной части Сарыкамышского дна шорных депрессий залегают на абсолютной высоте минус 40-45 м. Депрессии имеют характер многочисленных плоскостных, замкнутых в большинстве впадин, разоб-

щенных низкими перемычками и часто соединенных небольшими протоками. По бортам впадин вскрываются третичные глины, перекрытые мощной толщей конгломератов из окатанных местных сарматских известняков с примесью кристаллических пород, т.е. действовали быстрые потоки, способные переносить грубый материал, причем не только местный.

Есть интересные данные, согласно которым была еще одна главная река, которая исчезла после землетрясения в верховьях и лишения своих притоков. Это по Страбону река Аракс (но не та, которая на Кавказе!), т.е. Яны-Дарья по преданиям, а Сыр-Дарья и Аму-Дарья (после ее поворота на север их Низменных Каракумов) были притоками этой реки. На карте в IX т. *Histoire generale des voyages* (с. 196) это Кызыл-Дарья, которая, протекая недалеко к СВ от Самарканда, немного ниже Ургенча принимает в себя рукав Аму, другой рукав течет в Каспий (Чайковский, 1896 и др). Как считают некоторые исследователи Джаны-Дарья, левый рукав Сыр-Дарья — это то, что осталось от той загадочной древней реки.

По предлагаемому нами сценарию воды данной реки сливались с водами, стекавшими из Западно-Сибирской низменности, поэтому поток мог функционировать длительное время. Что позволяет высказать такое предположение? Если согласиться на существование пролива в течение недолгого времени и прекращение поступления по нему пресноводных вод, то в хвалынское время каспийские воды вместе с характерными для того времени раковинами моллюсков трансгрессировали бы вверх по проливу до отметок 35-40 м абс. Однако нет ни одного упоминания об их находках как в Сарыкамышской впадине, так и в колонках глубо-

ководных скважин в Аральском море. Следовательно, в данном районе в это время продолжала существовать обширная речная сеть. Впоследствии после исчезновения главной реки, Аму-Дарья и Сыр-Дарья стали существовать самостоятельно, мигрируя по Турану и последовательно формируя обширные дельты. Сложная история развития этих рек в данной небольшой по объему статье не рассматривается. Вероятно, сток по эрозионной ложбине стока прекратился только в конце хвалынского этапа и на данной территории установились субаральские условия.

Из Сарыкамышской впадины поток следовал по проливу, который позднее наследовал Узбой. На космоснимках территории Верхнеузбойского коридора видна четкая долина, выработанная, судя по геологическим данным, в отложениях заунгузской свиты, акчагыла и апшерона. Воды размывали здесь полосу несоизмеримо более широкую, нежели русло Узбоя, заложенное внутри ее. Т.е. воды, первоначально вытекающие из Сарыкамышы, были более обильны, чем в период существования Узбоя. О значительных размерах потока свидетельствует глубокая эрозионная ложбина в пределах Верхнеузбойского коридора, выполненная аллювием. Глубина палеовреза достигает 75 м, а ширина 9 км. В месте соединения Узбоя с Низменными Каракумами на высоте 56,5 м абс. подошва четвертичных отложений залегает на отметке — 6 м. (Нагинский и др., 1958).

Проникновение *Cardium edule* в Аральское море. О присутствии раковин *Cardium edule* в Арале, Сарыкамыше и на окружающих территориях писали многие исследователи (Берг Л.С., Обручев В.А., Димо Н.А., Герасимов И.П., Кесь А.С. и

др.). Интерес к Аралу, учитывая катастрофическое падение его уровня в настоящее время, возрос. В последних работах также уделено внимание каспийским моллюскам *Cardium edule* (Krivonogov et al., 2014, Burr et al., 2019). Встречаются они и на высоких террасах Аральского моря (до 70 м абс.) и в отложениях даже самых глубоких впадин Аральского моря. В Сарыкамыше раковины выявляются только в наиболее глубоких котловинах и на дне высохших озер, но восточнее их нет, на запад распространяются на 15 км, на юг — на 30 км. Раковины часто лежат с поверхности или перекрыты озерными осадками, причем в самом верхнем слое они очень мелкие, что указывает на неблагоприятные для них экологические условия. Отложились они уже в историческое время, так как среди них присутствуют обломки кирпичей, посуды и т.д. Вниз по разрезу увеличивается как количество раковин *Cardium edule*, так и их размеры, что указывает на более благоприятные условия для жизнеобитания в то время.

На осушившемся дне Сарыкамышы с поверхности отложения сцементированы, часто в виде корки и плит, а песчаные массивы состоят в основном из оолитов. Все это указывает на активное хемогенное осадконакопление в бассейне. Не исключена возможность образования золионитов и бич-рока на его берегах и, в частности, у истоков Узбоя, которые (особенно бич-рок) можно ошибочно принять за коренные породы, слагающие порог стока.

В Аральском море во многих скважинах были обнаружены раковины *Cardium edule*, включая самые глубокие его участки. Так, калиброванный возраст раковин в Аральском море из скважины В-05-2009 (устье скважины 26,5 м абс.) составил 6,6-7,0; из

скважины К-2009-1 (устье 48 м абс.) калиброванный возраст *Cardium edule* 4300-4700 (Krivonogov S.K., et al., 2014). Интересные данные получены из скважины 15, расположенной в 42 км к югу от о-ва Барсакельмес (при уровне моря +53 м). Особенность разреза данной скважины — деление его на две основные толщи: нижняя «докардиумная» и верхняя «кардиумная». Нижняя толща характеризуется толщиной континентальных глин, песками и илами с пресноводными раковинами моллюсков и остракодами. Из подошвы «кардиумной» толщи получена радиоуглеродная датировка 4956 ± 100 л. (Маев и др., 1983). Возраст раковин *Cerastoderma glaucum* из поверхностных слоев террасы на Куландинской косе (54,5 м абс.) гораздо моложе — 2860 ± 80 л. (Вейнбергс и др., 1980).

Традиционно считается, что раковины *Cardium edule* проникли в Каспий 6-8 тыс. л.н., т.е. тогда, когда на Каспии была новокаспийская трансгрессия (Федоров П.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. и др.). Однако есть находки раковин на более высоких уровнях (до -10...-12 м), причем на сравнительно стабильных участках побережья Каспия и куда они явно не занесены ветром (Бадюкова, 2004). Также раковины моллюсков этого вида были обнаружены в грунтовой колонке на глубине 27 м, пробуренной в отложениях берегового вала, который представляет береговую линию мангышлакской регрессии (Маев и др., 1976).

Выводы. Вышесказанное позволяет приурочить проникновение раковин к концу позднехвалынской эпохи — к началу мангышлакской регрессии. Позднее, во время повышения уровня моря в голоцене оно проникло (и раковины *Cardium edule*) на восточном побережье в выработанную ранее эрозионную долину сформировав

протяженный залив, воды которого заполнили и впадины, занятые впоследствии Аральским морем и Сарыкамьшской впадинами. Затем Аму-Дарья, последовательно образуя дельты, начала формировать последнюю, Приаральскую дельту, которая впоследствии разделила Аральское море и Сарыкамьшскую впадину на два самостоятельных бассейна. Сыр-Дарья и Аму-Дарья впадали в это время в Арал, это привело к подъему его уровня. Это произошло уже после проникновения туда *Cardium edule*. Именно поэтому, отобранные на глубине моря раковины, первыми попавшие в Арал, имеют более древний возраст по сравнению с теми, которые отобраны на высоких морских террасах. Таким образом, на Арале нарушается привычный взгляд на формирование лестницы террас, когда на более высоких гипсометрических отметках они имеют соответственно и более древний возраст.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 16-17-10103).

Литература

Бадюкова, Е.Н. Одно из доказательств соединения Каспийского и Черного морей в конце позднехвалынского времени // Геоморфология. – 2004. – №2. – С. 23-36.

Вейнбергс, И.Г., Стелле, В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени / Колебания увлажненности арало-каспийского региона в голоцене. – М.: Наука, 1980. – С. 175-181.

Лопатин, Г.В. Дельта Амударьи – М. Л.: Изд-во АН СССР, 1958.

Маев, Е.Г., Артамонов, В.И., Абрамова, Т.А. и др. Стратиграфия и условия формирования мелководных осадков дагестанского шельфа Каспийского моря / Комплексные исследования Каспийского моря. – М.: Изд-

во МГУ, 1976. – Вып. 5. – С. 73- 81

Маев, Е.Г., Маева, С.А., Николаев, С.Д. и др. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря / Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. – 1983. – Ч. II. – С. 133-143

Нагинский, Н.А., Амурский, Г.И. Краткий обзор и общая схема параллелизации четвертичных отложений Низменных Кара-Кумов и Юго-Восточной Туркмении // Известия Академии наук Туркменской ССР. – 1958. – №5. – С. 12-22.

Пшенин, Г.Н. Происхождение и возраст доголоценовых террас Арала // Доклады

АН СССР. – 1984. – Т. 276. – №3. – С. 675-677.

Чайковский, А. Далекое прошлое Туркестана – С-Петербург, 1896.

Burr, G.S., Kuzmin, Y.V., Krivonogov, S.K. et al. A history of the modern Aral Sea (Central Asia) since the Late Pleistocene // Quaternary Science Reviews. – 2019. – №206. – P. 141-149.

Krivonogov, S.K., Burr, G.S. et al. The fluctuating Aral Sea: A multidisciplinary-based history of the last two thousand years // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 26. – №1. – P. 284-300.

ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСАХ РЕЧНЫХ ДОЛИН ПРИЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

Баранов Д.В.^{1,2}, Панин А.В.^{1,2}, Зарецкая Н.Е.^{2,3}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия, dm_baranov@igras.ru

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация. Речные долины приледниковой области подвержены воздействию гляциоизостатических деформаций. Одним из методов выявления этого воздействия является анализ продольных профилей террасовых уровней внутри речных долин. В настоящем исследовании по архивным данным и результатам собственных работ построены продольные профили террас для долин р. Волги (в верхнем течении) и р. Вычегды (в нижнем течении). В исследуемых долинах определены высоты надпойменных террас с коррекцией на мощность эоловых покровов, а также возраст аллювия. Изменение высоты террасовых уровней на значительном протяжении долины может служить показателем воздействия на неё гляциоизостатических деформаций. В долине р. Волги такое воздействие оказалось минимальным. В долине р. Вычегды по последующим деформациям террас установлено прогибание низовий во время последнего ледникового максимума.

Ключевые слова: Волга, Вычегда, надпойменные террасы, гляциоизостатические деформации, поздневалдайское оледенение

Введение. Развитие речных долин в приледниковой области во многом определяется близостью покровного оледенения. Среди прочих факторов речные долины

приледниковых областей подвержены воздействию гляциоизостатических деформаций. Во второй половине XX века на примере речных долин севера Европейской части

СССР Е.Н. Былинским (1996) была предпринята попытка реконструировать изменение топографии земной поверхности в конце плейстоцена. В последние годы в связи с развитием компьютерного моделирования стало возможным сопоставление реальных полевых данных о строении речных долин с гляциоизостатическими моделями. В настоящее время применяется два подхода к выявлению гляциоизостатических деформаций речных долин приледниковой области. Первый заключается в детальном изучении истории долин и последующем сопоставлении его результатов с данными моделирования (Busschers et al., 2007, Wickert et al., 2019). Второй подход предполагает моделирование продольных профилей долин, подвергавшихся воздействию гляциоизостазии, и последующий поиск смоделированных изменений в полевых (Stanford et al., 2016).

Материалы и методы. В настоящем исследовании рассматриваются особенности развития речных долин приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита. В качестве объектов были выбраны долины р. Волги (в верхнем течении — в пределах Валдайской возвышенности и Верхневолжской низменности) и р. Вычегды (в нижнем течении — от впадения р. Сысолы до устья). Данный выбор участков речных долин объясняется их ориентировкой и направлением течения рек относительно границы поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016): долина р. Волги в пределах Валдайской возвышенности направлена от границы ледника, в пределах Верхневолжской низменности — вдоль его границы, а р. Вычегда течёт навстречу леднику.

В полевых и камеральных условиях в долинах рек были выделены террасовые

уровни, изучено их геологическое строение, определена кровля аллювиальных пачек различных террас, проведена пространственная и временная корреляция уровней. Итогом работы стали совмещенные продольные профили рек, поймы и надпойменных террас.

Результаты. В долине р. Волги на всём исследуемом протяжении выделяется пойма и три комплекса надпойменных террас (Мирчинк, 1935, Обедиентова, 1977, Баранов и др., 2019), каждый из которых имеют хорошую морфологическую выраженность. Несмотря на то, что поверхность высоких террас переработана эоловыми процессами, это не мешает корреляции и позволяет сопоставлять высоты террасовых уровней на всем протяжении исследуемого участка.

Установлено, что высокая пойма р. Волги прослеживается на высоте 4...5 м, снижаясь в Ржевско-Старицком Поволжье до 3 м. Ниже г. Твери пойменные уровни скрыты водами водохранилищ, однако по топографии затопленных территорий можно установить, что высота пойменной ступени ниже г. Углича увеличивается до 5...6 м. Первая надпойменная терраса прослеживается всюду ниже пгт Селижарово на высоте 6...8 м над меженным урезом, увеличиваясь ниже г. Углича до 10 м (где частично подтоплена). Высота второй надпойменной террасы, впервые появляющейся у д. Тростино, сильно изменчива и на разных участках составляет 9...13 м. Наиболее хорошо выражена высокая (третья) терраса, отделённая от более низких уровней уступом высотой до 4...5 м. Эта терраса прослеживается от устья р. Большой Коши и на всём протяжении рассматриваемого участка имеет высоту 15...17 м над урезом. Описанные уровни террас выражены всюду, за исключением

небольшого участка т.н. «Старицких ворот».

Из графика продольных профилей бровок террас видно, что все террасы имеют

уклон, в целом, соответствующий современному уклону р. Волги (рис. 1А).

Уровни третьей (верхней) и второй

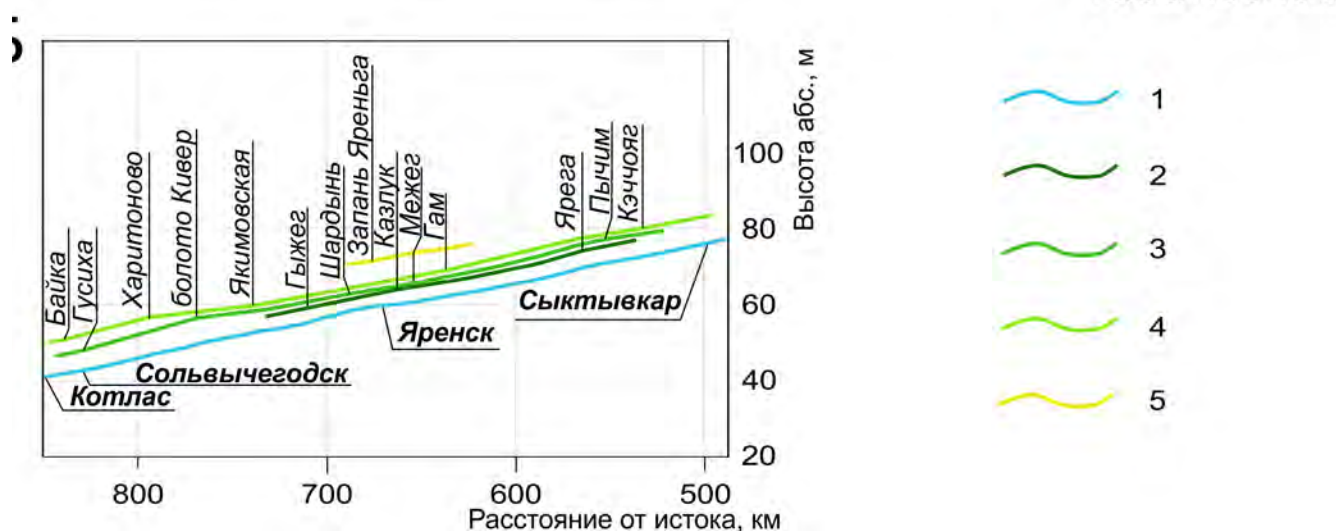
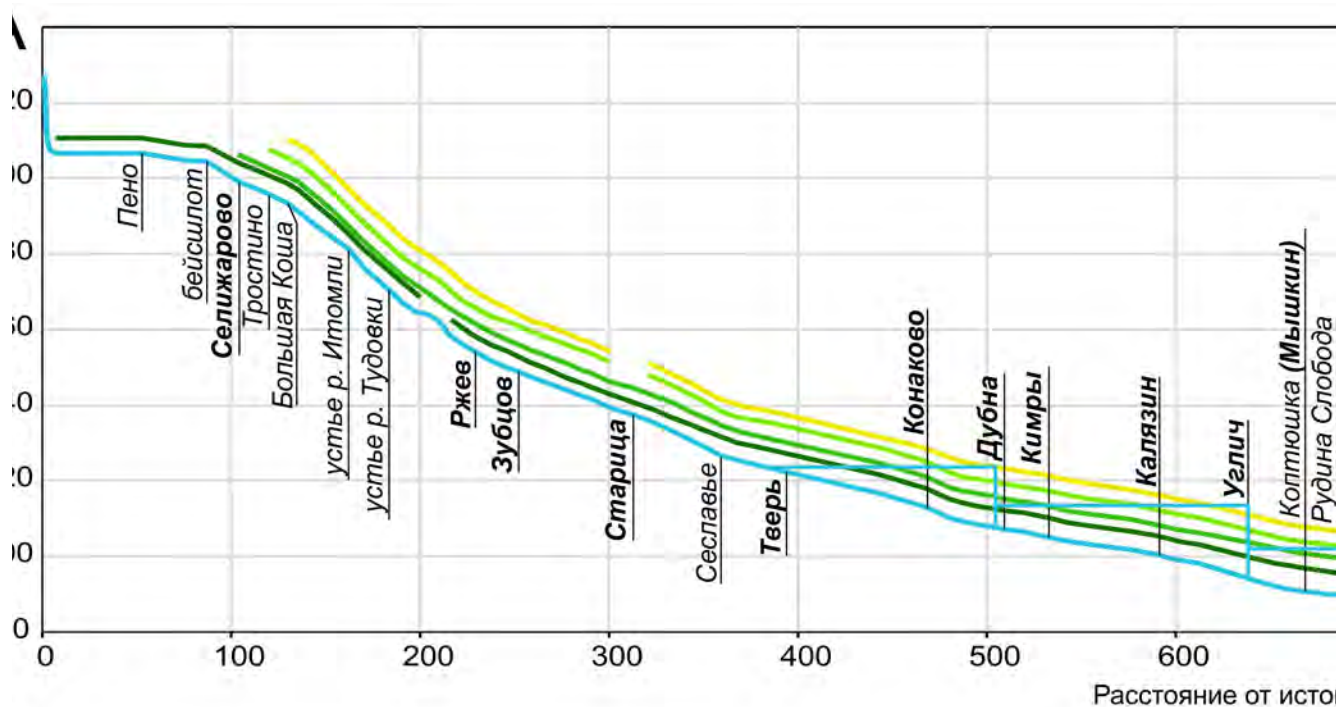


Рисунок 1. Совмещённые продольные профили террасовых уровней и поймы в долинах р. Волги и Вычегды. Условные обозначения: А — долина р. Волги, 1 — продольный профиль уреза р. Волги до затопления, продольные профили по бровкам: 2 — высокой поймы, 3 — первой террасы, 4 — второй террасы, 3 — третьей террасы; Б — долина р. Вычегды, 1 — продольный профиль уреза р. Вычегды, 2 — продольный профиль по кровле аллювия верхней террасы, 3 — продольный профиль кровли аллювия первой террасы первой генерации, 4 — продольный профиль первой террасы второй генерации (без эолового чехла), 5 — продольный профиль высокой поймы по высоте площадки.

надпойменной террасы выдержаны на всём протяжении рассматриваемого участка. Исходя из возраста аллювия террас, полученного методом ОСЛ (Panin et al., 2018, Баранов и др., 2019), предполагается, что их образование происходило во время максимума последнего оледенения и его деградации. Тогда гляциоизостатический эффект этого оледенения должен был проявиться в несоответствии продольного профиля этих террас современному продольному профилю русла: высота террас должна была бы расти вверх по течению, по направлению к краю ледника. Нами такое несоответствие не установлено, высота террас не изменяется на все протяжении участка, что позволяет говорить о минимальном влиянии гляциоизостатических деформаций на долину р. Волги.

Построение аналогичной серии продольных профилей для долины р. Вычегды в нижнем течении (рис. 1Б) было сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, надпойменные террасы р. Вычегды имеют сложное геологическое строение, что связано с особенностями истории развития долины (Лавров, Потапенко, 2005, Zaretskaya et al., 2019). Во-вторых, в долине р. Вычегды большое развитие имеют эоловые процессы, при этом мощность эоловых отложений может значительно увеличивать истинную высоту террасы. Указанные особенности делают практически невозможной корреляцию высотных уровней террас по высоте их бровок или площадок. Для построения продольных профилей была использована высота кровли аллювия соответствующей террасы с учётом временной корреляции разрезов.

В ходе проведённого исследования (Zaretskaya et al., 2019) установлено, что кровля аллювия наиболее древней террасы,

образованной на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена, располагается на высоте около 12 м над урезом р. Вычегды (терраса наращена эоловым покровом мощностью 2 м и более). Кровля аллювия первой террасы первой генерации, возраста 27...17 тыс. лет, залегает на высоте порядка 7...7,5 м, а около с. Харитоново и у д. Байка повышается до 9...10 м. Первая терраса второй генерации, возраста 17...12 тыс. лет имеет более сложное строение: русловые пески перекрываются пойменными суглинками и торфами. По кровле этих образований (но за вычетом эолового надува) высота террасы составляет 4...5 м. Высокая пойма р. Вычегды в нижнем течении выражена также на высоте 4...5 м над урезом, но в отличие от более древней террасы не перекрыта «болотными» образованиями и эоловым чехлом.

Анализ продольного профиля высокой, наиболее древней террасы, в настоящем исследовании не проводился, ибо её положение достоверно установлено лишь в одном месте. Интересен продольный профиль первой террасы первой генерации, высота которой (по кровле аллювия) растёт к устью р. Вычегды. Возраст этой террасы, соответствующий времени последнего ледникового максимума, позволяет связывать это увеличение уровня с покровным оледенением, максимальная граница которого располагалась в 100 км ниже по течению в долине р. Северной Двины (Astakhov et al., 2016). При этом отсутствие озёрных отложений в разрезе террасы даёт основание полагать, что распространение приледникового озёрного водоёма данной территории не достигало и в низовье р. Вычегды сохранялись проточные речные условия. Таким образом, можно предположить, что увеличение уров-

ня этой террасы по сравнению с современным продольным профилем реки связано с прогибанием низовий р. Вычегды в период максимального распространения ледника и последующего поднятия вследствие гляциоизостатической компенсации. Это видно при сопоставлении с продольным профилем первой террасы второй генерации позднеледникового времени — её высота в целом выдержана на всём протяжении нижнего течения р. Вычегды.

Выводы. Гляциоизостатические деформации земной коры по-разному выражены в террасовых комплексах приледниковых речных долин. Проведенные исследования показали, что гляциоизостатическая компенсация не проявляется в высотах террас верхней Волги. В долине р. Вычегды рост высоты террасы времени последнего ледникового максимума вниз по течению может говорить о прогибании низовий реки во время максимального продвижения ледника с последующим поднятием в позднеледниковье.

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 17-17-01289).

Литература

Баранов, Д.В., Панин, А.В., Антонов, С.И., Беляев, В.Р., Болысов, С.И., Ерёменко, Е.А., Зарецкая, Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2019. – №6. – С. 90-101.

Былинский, Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене – М.: РАН, НГК Роскомнедра. ЦНИГРИ, 1996. – 210 с.

Лавров, А.С., Потапенко, Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской рав-

нины – М.: ФГУНПП «Аэрогеология», 2005. – 221 с.

Мирчинк, Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. – 1935. – IV. – Вып. 2. – С. 5-36.

Обедиентова, Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги – М.: Наука, 1977. – 240 с.

Astakhov, V., Shkatova, V., Zastrozhnov, A., Chuyko, M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – 420. – P. 4-14.

Busschers, F.S., Kasse, C., van Balen, R.T., Vandenberghe, J., Cohen, K.M., Weerts, H.J.T., Wallinga, J., Johns, C., Cleveringa, P., Bunnik, F.P.M. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy // Quaternary Science Reviews. – 2007. – 26. – P. 3216-3248.

Zaretskaya, N., Panin, A., Molod'kov, A., Trofimova, S., Simakova, A., Baranov, D. Pleistocene stratigraphy of the Vycheгда river basin, European North-East // Quaternary International. – 2020. – Vol. 546. – P. 185-195. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.09.020.

Panin, A., Baranov, D., Moska, P. Rates of postglacial incision of the upper Volga river estimated by luminescence dating of the terrace staircase / Practical Geography and XXI Century Challenges. International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 4–6 June 2018, Moscow. Conference Book. Vol. 1. – Moscow, 2018. – P. 626-631.

Stanford, S.D., Witte, R.W., Braun, D.D., Ridge, J.C. Quaternary fluvial history

of the Delaware River, New Jersey and Pennsylvania, USA. The effects of glaciation, glacioisostasy and eustasy on a proglacial river system // *Geomorphology*. – 2016. – 264. – P. 12-28.

Wickert, A.D., Anderson, R.S., Mitrovica, J.X., Naylor, S., Carson, E.C. The Mississippi River records glacial-isostatic deformation of North America – // *Science Advances*. – 2019. – 5(1). – P. 1-7.

ФЛЮВИАЛЬНОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ТУРАНО-УЮКСКОЙ КОТЛОВИНЕ (САЯНО-ТУВИНСКОЕ НАГОРЬЕ) В ПОСЛЕДНИЕ 30-40 ТЫСЯЧ ЛЕТ

Беляев Ю.Р.¹, Панин А.В.^{1,2}, Бронникова М.А.², Успенская О.Н.³

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yrbel@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Всероссийский НИИ овощеводства — Филиал ФГБУ ФНЦО, Московская обл., Верей, Россия

Аннотация. В работе приведены предварительные результаты реконструкции истории развития флювиального рельефа Турано-Уюкской котловины. Выявлено наличие в долине реки Уюк четырех генераций поймы и одного уровня надпойменной террасы. Предполагавшееся ранее наличие крупного подпрудного озера в центральной части котловины в позднем плейстоцене и голоцене не подтвердилось. Установлено, что на протяжении второй половины позднего плейстоцена и в голоцене основной тенденцией в развитии долины р. Уюк была аккумуляция, сопровождавшаяся активными горизонтальными деформациями русла. Не позднее 20-16 тыс.л.н. она привела к заполнению существовавшего ранее эрозионного вреза и формированию аллювиально-дельтового комплекса, выдвинутого за пределы долины — в расположенную по соседству котловину Белых озер. В голоцене аккумуляция периодически прерывалась периодами относительной стабилизации днища долины и, возможно, врезания, однако их вклад в современный облик долины незначителен. Активная аккумуляция продолжается и в позднем голоцене. В пределах наиболее молодой позднеголоценовой генерации поймы р. Уюк отмечены палеокриогенные формы — термокарстовые котловины, реликты бугров пучения, четковидные русла, а также следы существования крупных наледей, фиксирующие этап активизации криогенеза.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, Тува, Саяны, флювиальная история, подпрудные озера

Саяно-Тувинское нагорье представляет собой крупный орографический узел, в пределах которого располагаются истоки одной из крупнейших рек Евразии — Енисея. Территория нагорья относительно мало исследована в отношении истории развития флювиальных систем. Имеющиеся рекон-

струкции характеризуют ситуацию лишь на относительно небольших участках территории, чаще всего - в пределах отдельных внутригорных котловин. В то же время, исключительная сложность морфоструктурного плана и дифференцированность новейших тектонических движений очевидным обра-

зом предопределяют мозаичность развития флювиальной сети. Ряд исследователей отмечает также значительную роль катастрофических геоморфологических событий в развитии флювиальных систем нагорья (Аржанников и др., 2010, Komatsu et al., 2009).

В данной работе представлена попытка реконструкции истории развития рельефа осевой части днища Турано-Уюкской котловины. В 2019 г. было проведено детальное геоморфологическое картографирование западной части котловины, а также механизированное бурение по двум линиям буровых профилей. По территории котловины известны попытки проведения палеогеографических реконструкций с использованием высокоразрешающих палеоархивов (Дирксен, Чугунов, 2007). Однако история флювиальной сети в них фактически не рассматривалась, хотя авторы и высказали предположение о существовании в пределах котловины крупного подпрудного водоема на протяжении большей части позднего плейстоцена и голоцена. Другие же реконструкции ограничивались только временными рамками позднего голоцена (Приходько и др., 2018). Актуальность позднеголоценовых реконструкций обусловлена нахождением в пределах котловины одного из наиболее крупных курганных полей скифского периода — тувинской Долины Царей. Обнаружение несколько лет назад крупного кургана Туннуг-1 на пойме реки Уюк заставляет предполагать существенные трансформации гидрологического режима и эрозионно-аккумулятивных процессов по сравнению со временем возведения кургана.

Турано-Уюкская котловина вытянута субширотно на 80 км при максимальной ширине до 30 км и дренируется правым притоком Большого Енисея — рекой Уюк.

С севера она обрамлена Куртушибинским хребтом, а с юга — Уюкским. На рассматриваемом участке днище котловины разделено цепочкой сопок и низкогорных массивов на два субпараллельных понижения. Южное из них занято долиной р. Уюк. В пределах северного — расположены озерные впадины, в одной из которых находятся так называемые Белые озера.

Основной уровень днища котловины составляют пологонаклонные поверхности подгорных равнин. Они сплошной полосой обрамляют подножия ограничивающих котловину хребтов, а также и островные низкогорные массивы внутри котловины. Ширина их достигает 3 км, местами — более. В тыловой части этих поверхностей нередко наблюдаются выходы коренных пород, однако по мере приближения к современным долинам или озерным котловинам мощность рыхлого чехла закономерно возрастает. В придолинной части такой поверхности в створе кургана Туннуг-1 скважинами на видимую глубину до 14 м было вскрыто неритмичное переслаивание коричневых, серо-коричневых и красновато-коричневых суглинков и красновато-коричневых песков с многочисленными включениями дресвяно-гравийного материала, а иногда — с включениями щебня. Характер отложений и морфология поверхности позволяет предполагать, что это отложения делювиально-пролювиальных шлейфов. Краевые части шлейфов частично размыты в результате латеральных миграций русла Уюка и погребены под аллювием. Радиоуглеродные датировки из погребенных под аллювием отложений шлейфов (21460±110 cal BP — IGANAMS - 7403) позволяют предварительно соотносить время формирования их верхней части со второй половиной поздне-

го плейстоцена.

В поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов вложен пойменно-террасовый комплекс долины р. Уюк и ее притоков, а также днища обособленных озерных котловин. Детальное картографирование показало, что в пределах днища долины Уюка выделяется 1 уровень надпойменной террасы и практически одновысотная пойма.

Надпойменная терраса практически не сохранилась: отмечено два небольших фрагмента высотой 2,5-3 метра над уровнем поймы. Возраст террасы достоверно не известен.

Пойма р. Уюк характеризуется незначительными колебаниями высот, однако в ее пределах достаточно четко выделяется четыре различных генерации пойменного рельефа, различающиеся по выраженности, количеству, форме и размерам палеорусел.

Наиболее древняя генерация поймы лучше всего выражена в западной части котловины. Ширина ее достигает 3 км, при общей ширине поймы до 5 км. Поверхность поймы пологоволнистая, пологовыпуклая. Типично наличие палеорусел, выраженных в виде нечетких ложбин шириной 15-20 м. В западной части рассматриваемой территории их сеть густая. Они меандрируют и дробятся на рукава. Вся поверхность данной генерации поймы заболочена. Ниже по течению сеть палеорусел редет. Появляются приподнятые более сухие участки поймы, к одному из которых и приурочен курган Туннуг-1. Перед сужением долины у массива Кашпей палеоруслу практически исчезают, а пойма становится плоской.

Эта генерация поймы с поверхности перекрыта маломощным (около 0,5 м) чехлом позднеголоценового пойменного аллювия. В скважине, пробуренной возле кургана

Туннуг-1 (скв. 19810), под молодым аллювием вскрыто чередование прослоев русловых песчано-гравийно-галечных отложений мощностью от 1,5 до 2,5 м и тяжелых суглинков, мощностью до 0,9 м. Обнаружение в суглинистых прослоях небольшого количества остатков высших растений, спикул губок и единичных панцирей диатомовой водоросли *Eunotia* позволяет утверждать, что они были сформированы не в озерных условиях, а на периодически затапливаемой поверхности с наземной растительностью. Это старичные или пойменно-старичные отложения. Видимая мощность всей аллювиальной пачки — 7,5 м. Радиоуглеродная датировка, полученная по ее нижней части, составила 41780 ± 150 cal BP (IGAN_{AMS} - 7406).

На том же поперечном профиле через долину Уюка схожий позднеплейстоценовый аллювий был вскрыт серией скважин и в основании самой молодой генерации поймы. Здесь, в скв. 19801 и 19802 он с размывом ложится на отложения позднеплейстоценовых подгорных шлейфов. Подошва аллювиальной пачки пройдена на глубинах 12,5 и 14,5 метров соответственно. Радиоуглеродная датировка из ее основания показала возраст 26020 ± 70 cal BP (IGAN_{AMS} - 7402). Характер отложений позволяет предполагать, что на протяжении второй половины позднего плейстоцена в долине Уюка преобладала тенденция к аккумуляции материала, на фоне которой происходили активные латеральные миграции русла реки. Ширина зоны, в пределах которой мигрировало русло Уюка, составляла около 4,5-5 км.

2-я генерация поймы отмечается на левобережье Уюка. Ширина этого пойменного массива не превышает 1 км. Он формирует выступ, выдвинутый за пределы основно-

го контура долины Уюка — в юго-западную часть котловины Белых озер. Отличительной чертой этой генерации поймы являются многочисленные сильно меандрирующие русла шириной до 20 м. Особенно много их на участке, открывающемся в котловину Белых озер. Буровыми скважинами, заложенными на этой поверхности (скв. 19813, 19814) с глубины 1,5-2 м вскрыты рыжевато-коричневые русловые пески с отдельными суглинистыми прослоями. Они перекрыты сизовато-серыми пойменно-старичными суглинками. Возле коренного борта долины русловые пески мощностью 6 м с разрывом ложатся на делювиально-пролювиальные отложения подгорных равнин. По мере удаления от коренного борта мощность аллювиальной толщи возрастает, но песчаный русловой аллювий начинает переслаиваться с тонкослоистыми зеленоватыми алевритистыми тяжелыми озерными суглинками Белых озер. В расположенной ближе всего к озерам скважине 19815 тонкослоистые озерные суглинки видимой суммарной мощностью около 8 м слагают уже большую часть вскрытого разреза. Радиоуглеродные датировки позволяют соотносить время накопления большей ее части с концом позднего плейстоцена — 25530 ± 1510 cal BP (ЛУ-9589) в скв. 19814 и 16380 ± 330 cal BP (ЛУ-9590) и 17590 ± 180 cal BP (IGAN_{AMS}-7407) — в скв. 19815.

Судя по всему, продолжавшаяся на протяжении всей второй половины позднего плейстоцена прогрессивная аккумуляция привела к заполнению долины Уюка наносами до гипсометрического уровня перемычки, отделявшей ее от котловины Белых озер. Наиболее высокие части этой перемычки и сейчас еще отчетливо выражены в рельефе.

После этого в высокие фазы водного режима началось поступление воды и наносов из долины Уюка в котловину Белых озер и образование своеобразной дельты. Точные хронологические границы этого этапа не известны. Можно лишь утверждать, что он уже происходил 25 тыс. л.н. и еще не закончился 16-17 тыс. л.н. Вероятно, этот этап был синхронен завершающей части формирования пойменных массивов 1-й генерации в основной части долины Уюка.

Наиболее хорошо выраженный фрагмент поймы 3-й генерации отмечен на левом берегу реки в сужении долины Уюка у горы Кашпей. Он вытянут примерно на 3 км при ширине до 1 км. Наблюдается отчетливый «эрозионный» контакт со 2-й генерацией поймы — расположенное на пойме 3-й генерации палеорусло «подрезает» более древний пойменный массив. Типично контрастное сочетание выровненной фоновой поверхности и крупных сильно меандрирующих палеорусел. Эти палеорусла имеют максимальную ширину среди всех наблюдающихся на пойме Уюка — до 40 м. Размеры излучин свидетельствуют о повышении паводочных расходов во время формирования данного пойменного массива. Возможно, обстановка активной аккумуляции материала, характерная для предшествующих этапов, сменилась преобладанием боковой или даже глубинной эрозии. В пользу проявления последней косвенно свидетельствует зафиксированный на буровом профиле в створе кургана Туннуг-1 пологий врез в кровле аллювия 1-й генерации поймы, выполненный позднеголоценовым аллювием. Однако установить однозначную связь между этим эпизодом врезания и поймой 3-й генерации, а также определить сами хронологические рамки формирования данного пойменного

массива пока не удалось.

Самая молодая генерация поймы представлена по всей длине изученного участка долины. Ширина ее меняется от 200-250 м до 2,5 км. В створе кургана Туннуг-1 и выше по течению она имеет сегментно-гри vistый характер. Типичны палеоруслу шириной до 25-30 м, сохранившиеся в виде отдельных оторванных друг от друга излучин — сегментных или омеговидных. Палеоруслу срезают друг друга и формируют ячеистый рисунок. На них наложены более узкие палеоруслу, сохранившиеся в виде цельных меандрирующих участков длиной до нескольких километров. Местами они вложены в дно более древних и крупных староречий, а местами — секут их вкрест простирания, создавая ощущение одномоментных «перескоков» русла реки. Возможной причиной таких одномоментных перестроек русла реки могло быть формирование крупных наледей на данном участке днища долины.

Ниже по течению, в пределах расширения днища долины, морфология поймы 4-й генерации изменяется. Доминируют относительно узкие палеоруслу с четковидными расширениями, предположительно термокарстовой природы. По размерам и форме излучин они идентичны «наложенным» руслам, описанным выше. На спутниковых снимках наблюдается серия образований, напоминающих просевшие после деградации мерзлоты бугры пучения. Отмечено несколько округлых предположительно термокарстовых котловин. В настоящее время в пределах днища котловины многолетнемерзлых пород практически не сохранилось, хотя еще в 1958 г. она отмечалась повсеместно в пределах днища долины, а ее кровля располагалась на глуби-

нах 1,5-4 м (Носин, 1963).

Аллювиальные отложения, синхронные пойменным массивам 4-й генерации, имеют мощность до 3,5-4 м и большей частью состоят из русловых гравийников, иногда со значительным содержанием песчано-суглинистого заполнителя. Пойменная фация развита в меньшей степени и не превышает по мощности 0,5-1 м. Она перекрывает и более древние генерации поймы. Абсолютные датировки отложений однозначно относят время формирования этой аллювиальной пачки в субатлантику (2410 ± 50 cal BP (IGANAMS-7404), 580 ± 40 cal BP (IGANAMS-7405)). В это время в долине Уюка вновь преобладала тенденция к аккумуляции материала на фоне горизонтальных миграций русла.

Фиксируемые в рельефе поймы 4-й генерации следы этапа активизации криогенеза подтверждаются и результатами исследования дневных почвы участка поймы 1-й генерации, прилегающего к кургану Туннуг-1, палеопочв, погребенных под разновозрастными насыпями кургана (около 1000, 2000, 2800 л.н.), а также почв возрастом более 2800 л.н., погребенных пойменным аллювием до сооружения кургана. Установлено, что признаки криотурбаций (языковатые и клиновидные границы, инволюции) максимально выражены в почвах, сформированных под курганной насыпью тысячелетнего возраста, а под насыпями 2000-летнего возраста почвы несколько менее турбированы. Для почв с хорошо выраженными признаками криотурбаций характерны более богатые органическим веществом, но слабо оструктуренные перегнойные органо-аккумулятивные горизонты. В почвах под скифскими насыпями 2800-летней давности и в более древних почвах, погребенных есте-

ственным образом в пойменных отложениях, так же как и в дневной почве, криотурбаций практически нет, развита прекрасная прочная гранулярная структура. Это позволяет предполагать, что почвы, погребенные 1000 лет назад, соответствуют более холодному климатическому этапу, по сравнению с современным. На этом этапе за счет неглубоко залегающих многолетнемерзлых пород и медленного протаивания сезонномерзлого слоя в первую половину периода положительных температур почвы были сильно переувлажнены, а к началу сезонного промерзания приходили во влажном, но не влагонасыщенном состоянии. Палеопочвы, погребенные курганной насыпью 2800 лет назад, а также почвы, перекрытые пойменным аллювием на более раннем этапе, развивались в условиях, близких к современным: в кайме грунтовых вод, большую часть теплого периода существовали во влагонасыщенном состоянии, многолетняя мерзлота отсутствовала, или залегала за пределами почвенного профиля.

Полевые и аналитические работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00863. В ходе камеральной обработки использовалась инфраструктура в рамках госзадания по теме АААА-А16-116032810089-5 «Эволюция природной среды, динамика релье-

фа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Аржанников, С.Г., Алексеев, С.В., Глызин, А.В., Кулагина, Н.В., Игнатова, Н.В., Орлова, Л.А. Динамика развития природной среды в конце плейстоцена и голоцене западной части Тоджинской впадины (Восточная Тува) // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №2. – С. 206-221.

Дирксен, В.Г., Чугунов, К.В. Турано-Уюкская котловина Тувы: изменения природных условий и динамика ее освоения в древности (опыт реконструкции) / Культурно-экологические области: взаимодействие традиций и культурогенез. – СПб.: ИИМК РАН, 2007. – С. 139-164

Носин, В.А. Почвы Тувы – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 345 с.

Приходько, В.Е., Бляхарчук, Т.А., Килуновская, М.Е. Реконструкция климата, почв и растительности начала субатлантического периода голоцена Турано-Уюкской котловины Южной Сибири // Почвоведение. – 2018. – №8. – с. 927-942.

Komatsu, G., Arzhannikov, S.G., Gillespie, A.R., Burke, R.M., Miyamoto, H., Baker, V.R. Quarternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river // Geomorphology. – 2009. – Vol. 104. – P. 143-164.

НОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЁ ПРИМЕНЕНИЯ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Беляев П.Ю.^{1,2}, Рыбалко А.Е.^{1,2}, Субетто Д.А.²

¹ФГБУ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия,
borat78@yandex.ru, alek-rybalko@yandex.ru

²ИВПС Кар НЦ РАН, Петрозаводск, Россия, *subetto@mail.ru*

Аннотация. По результатам комплексных геолого-геофизических исследований, проводившихся в 2014 и 2015 гг. при участии специалистов СПбГУ, МГУ, ИГМ СО РАН, ВНИИОкеангеологии, ВСЕГЕИ, ИВПС Кар НЦ РАН, а также некоторых других организаций, и

анализа некоторых предыдущих публикаций на тему строения рельефа и четвертичных отложений, была составлена геоморфологическая схема котловины Ладожского озера. Всего для котловины Ладожского озера было получено более 800 погонных километров сейсмоакустических профилей, а также были использованы данные бурения в районе острова Коневец (Andreev et al., 2016) и данные геоморфологической карты третьего поколения (Максимов и др., 2015). По результатам анализа сейсмоакустических профилей, с использованием материалов предшествующих исследователей, было выделено 6 типов отложений, отвечающих различным обстановкам осадконакопления, господствовавшим в озере в различное время; 3 типа подводных поверхностей, исходя из их генезиса и типа отложений их слагающего, погребённые долины, выработанные во флювиогляциальных отложениях и имеющие выражение в современном рельефе; а также зоны предполагаемой оползневой активности, выделенные по характеру сейсмоакустической записи. Формирование выделенных поверхностей имеет прямую связь с четвертичным и дочетвертичным субстратом. В перспективе, данная схема может быть использована в целях актуализации геоморфологической карты, входящей в комплект государственной геологической карты, а также в целях палеогеографических реконструкций четвертичного периода. Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ №18-05-00303 и РНФ-18-17-00176, в рамках программы по изучению четвертичного покрова крупнейших озёр северо-запада европейской части России.

Ключевые слова: геоморфология, четвертичная геология, аалеолимнология, экзогенные процессы

Введение. Комплексные геолого-геофизические исследования котловины Ладожского озера, после длительного перерыва, были впервые возобновлены в 2014 году. В рамках данных исследований были проведены полевые работы, в ходе которых осуществлялась геофизическая съёмка дна котловины озера.

Материалы и методы. Всего в ходе полевых работ было получено более 800 погонных километров профилей НСАП. В дальнейшем, велась интерпретация данных материалов, с опорой на опыт предыдущих исследователей (Рыбалко, 2007, Максимов и др., 2015, Andreev et al., 2016). Таким образом, помимо результатов сейсмоакустической съёмки, были задействованы данные государственной геологической карты третьего поколения и результаты бурения в районе острова Коневец.

Результаты и обсуждение. В ходе интерпретации результатов сейсмоакустического профилирования по характеру записи, было выделено 6 сейсмогоризонтов.

К югу Ладожского озера, залегающие на дне моренные отложения фациально замещаются водноледниковыми отложениями $fgIII_{os}$. На записи, они характеризуются частичной акустической прозрачностью, а там, где слоистость прослеживается, характер записи носит ярко выраженный и хаотический характер. Максимальная мощность данной пачки составляет около 50 м.

На моренных и флювиогляциальных отложениях залегают 3 пачки лимногляциальных отложений ($IgIII$), каждая из которых отвечает определённой стадии приледникового озера. Выделение пачек лимногляциала было произведено по данным ЗАО «Севморгео» (Рыбалко и др., 2007). Нижняя из

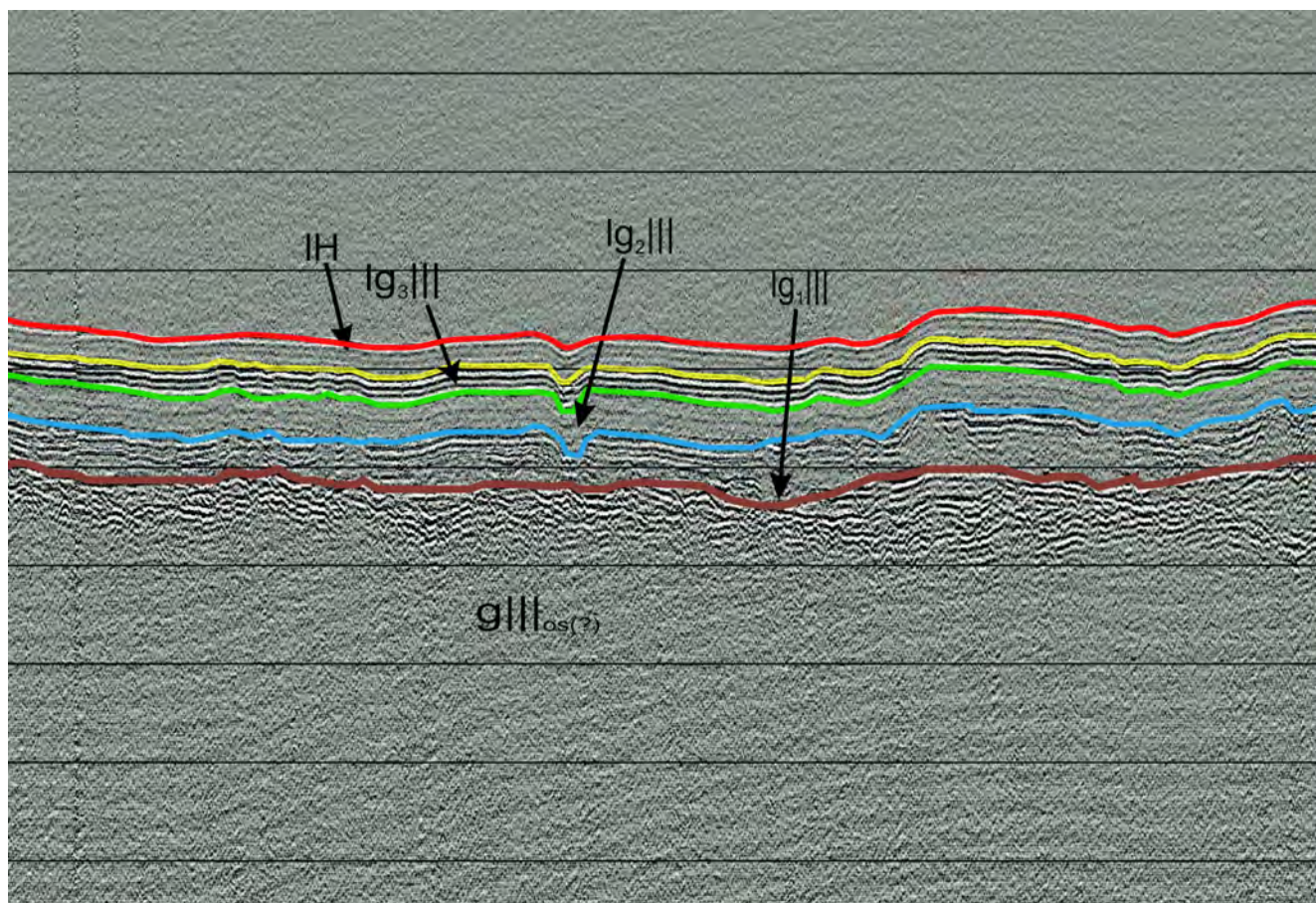


Рисунок 1. Типичный сейсморазрез отложений Ладожского озера.

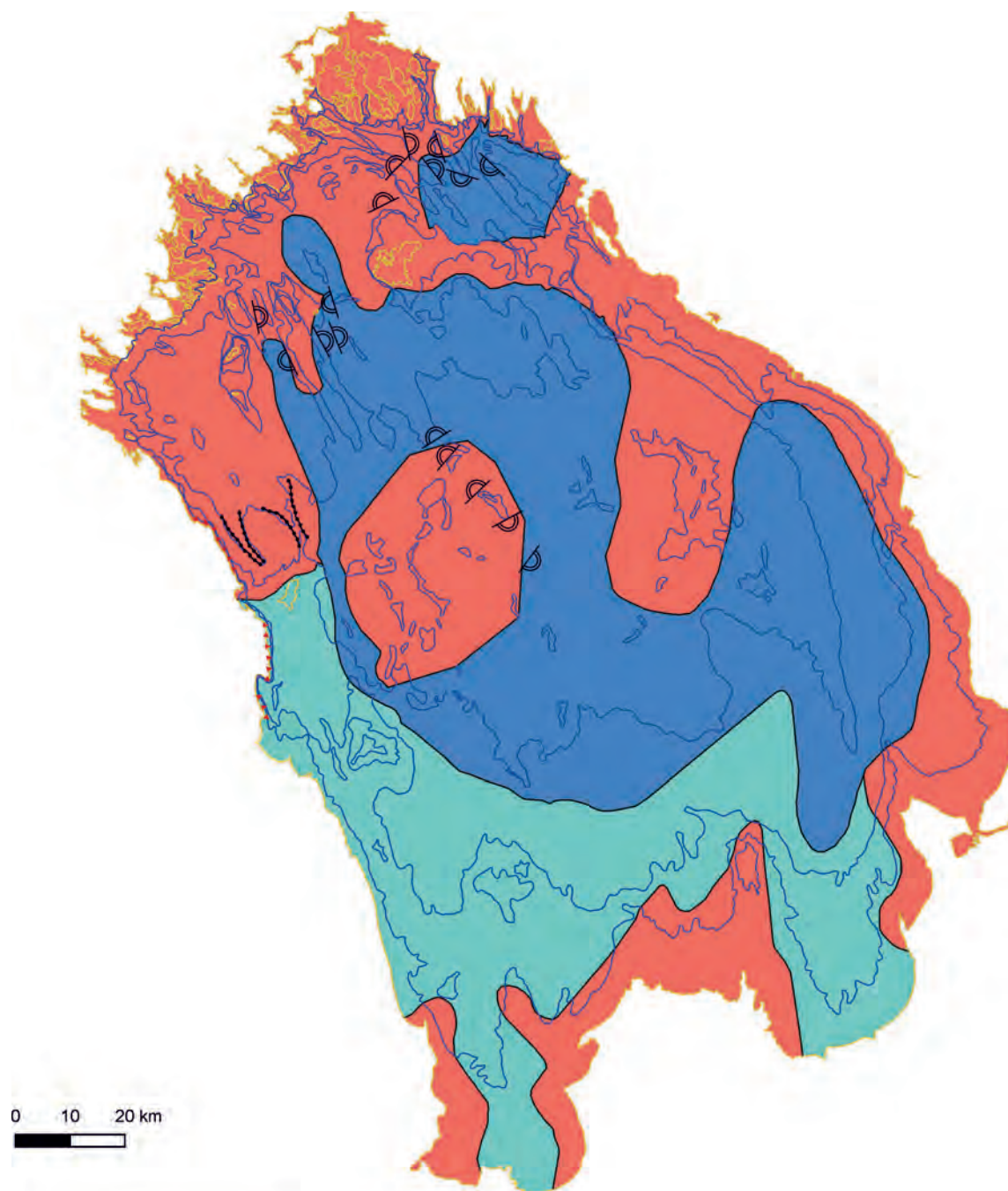
$gIII_{os(?)}$ — морена, предположительно ошайкинского горизонта. Выделяется на сейсмограммах по хаотичному характеру записи в виде коротких рефлекторов различной ориентировки. Иногда она приобретает линзовато-слоистый характер. Верхняя граница сейсмогоризонта четкая, резкая и неровная. Нижнюю границу выделить зачастую невозможно, поскольку она сливается с акустическим фундаментом.

них (Ig_1III) представлена толщей осадков с неясной субгоризонтальной слоистостью. Местами слоистость пропадает из-за появления диффузионной записи. Эти отложения залегают непосредственно на кровле морены и, возможно, включают перемытые остатки флювиогляциальных отложений. Мощность описываемой пачки лимногляциальных ленточных глин составляет 17-20 м. Кровля их достаточно четкая, проводится по фазе появления первой слоистой пачки, имеет облекающий характер по отношению к кровле морены, однако на ней выделено


несколько древних врезов, вероятно эрозийного происхождения, иногда достигающих поверхности ледниковых образований.


Следующая пачка — скрытослоистые отложения (Ig_2III). Мощность толщи 12-15 м. Сами осадки, судя по характеру записи, однородные и очень тонкозернистые по гранулометрическому составу. Именно эти осадки выполняют палеоврезы. Возможно, являются перемытыми осадками толщи Ig_1III .


Далее следует пачка с четко выраженной субгоризонтальной слоистостью (Ig_3III).



Условные обозначения


 Предполагаемые проявления оползневой активности, выделенные по данным НСАП


 Берега с абразионным уступом

 Палеодолины, выраженные в поверхности флювиогляциального рельефа

 Изобаты

Типы подводной поверхности

 Волнистая озерная аккумулятивная равнина на моренном цоколе

 Плосковолнистая ледниково-озёрная аккумулятивная равнина на флювиогляциальном цоколе


 Структурно-денудационные холмистые равнины на моренном цоколе

Рисунок 2. Схема геоморфологического строения Ладожского озера

Мощность этого горизонта 8-10 м. Характер залегания — облекающий.

Венчают цикл осадконакопления современные озёрные отложения II. Отложения характеризуются неявной субгоризонтальной слоистостью. Скорее всего, гранулометрический состав отложений тонкий (о чём можно судить по характеру записи). Характер залегания — облекающий. Верхняя граница чёткая, по ней хорошо проводится линия рельефа дна. Мощность 10-12 м.

В дальнейшем, по результатам именно анализа сейсморазрезов и сопоставления этих данных с госгеолкартой третьего поколения (Максимов и др., 2015) были выделены 3 типа подводных поверхностей.

Структурно-денудационные холмистые равнины на моренном цоколе — развиты в северной и южной части озера, а также вблизи восточного берега. Характеризуются достаточно высокой степенью расчленения в северной части озера, имеется большое количество каньонов глубиной до 30 м. и фьордов. Каньоны заполнены современными озёрными отложениями InH. В южной и восточной части данный тип поверхности расчленён в гораздо меньшей степени, а его строение обусловлено моноклинальным залеганием пластов осадочных пород протерозоя, а холмистость равнины обусловлена влиянием приледниковых и подводных обстановок осадконакопления (Максимов и др., 2015).

Плосковолнистая ледниково-озёрная аккумулятивная равнина на флювогляциальном цоколе — занимает южную часть озера примерно до места прохождения 100 метровой изобаты. Характеризуется низкой степенью расчленения рельефа, присутствуют лишь единичные эрозионные врезы,

выполненные в отложениях IgIIIos. Вероятно, данная равнина сформирована в результате аккумулятивной деятельности балтийского ледникового озера, а её рельеф обусловлен поверхностью флювиогляциального субстрата.

Волнистая озерная аккумулятивная равнина на моренном цоколе — занимает среднюю часть озера после прохождения 100 метровой изобаты, степень расчленения очень низкая, при этом мощность современных озёрных отложений максимальна, в виду того, что сформирован данный тип рельефа озёрной аккумуляцией. Встречаются палеоврезы в лимногляциальных отложениях и единичные оползни.

Кроме типов поверхностей, при анализе данных сейсмоакустической съёмки, выделены также отдельные формы рельефа, такие как предполагаемые подводные оползни, подводные долины стока и абразионные берега. Абразионные берега выделены по данным государственной геологической карты (Максимов и др., 2015). Подводные оползни, выделенные по данным сейсмоакустики, располагаются в зоне с преобладающими глубинами более 100 м. Выделяются на профилях по характеру записи, в виде блоков смещённых пород. Как правило, приурочены к склонам. Подводные же долины, выделенные по результатам анализа сейсмограмм, ориентированные на северо-северо-запад и находящиеся к северу от острова Коневец, выполнены в поверхности флювиогляциальных отложений. Генезис отложений подтверждается данными бурения в рамках российско-германского проекта PLOT (Andreev et al., 2016), так как литологический состав отложений с большой вероятностью указывает на водно-лед-

никовое происхождение. Совокупность приведённых данных позволяет сделать вывод о водно-ледниковом генезисе долин и предположить, что они являются долинами стока талых ледниковых вод.

Выводы. Исходя из данных по анализу рельефа и четвертичных отложений озера, можно сделать следующие выводы:

1. Южная и центральная части озёрной котловины расчленены в меньшей степени и характеризуются меньшими глубинами. Поверхности на них сформированы в основном за счёт приледниковой и озёрной аккумуляции и в очень малой степени подвергались влиянию эрозии.

2. Северная часть озера характеризуется гораздо большей степенью расчленения в виду наличия большого количества фиордов и каньонов, заполненных при этом мощными накоплениями четвертичных отложений озёрного генезиса.

3. На дне акватории выделено несколько предполагаемых подводных оползней в центральной и северной частях. В пользу оползневого характера данных тел может также указывать тот факт, что на дне котловины Онежского озера, которое достаточно близко по генезису к Ладожскому, были также обнаружены тела явно оползневого генезиса, что помимо геофизических исследований было подтверждено пробоотбором.

4. Выделение палеодолин стока ледниковых вод к северу от острова Коневец открывает новые варианты развития региона и возможности для реконструкции условий в позднеледниковое время для данного региона.

Автор выражает благодарность экипажу НИС «Эколог» за организацию технической части работ, центру анализа сейсмических данных МГУ за предоставленный фактический материал и ИВПС Кар НЦ РАН за предоставление материала и судна для проведения полевых работ. Исследования для написания данной работы велись при поддержке грантов РФФИ 18-05-00303 и РНФ-18-17-00176.

Литература

Максимов, А.В., Богданов, Ю.Б., Воинова, О.А., Коссовая, О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35),36. Петрозаводск. Объяснительная записка – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 400 с. + 3 вкл.

Рыбалко, А.Е., Корнеев, О.Ю., Пшеничный, Г.А. Осуществление государственного мониторинга состояния геологической среды континентального шельфа Баренцева, Белого и Балтийского морей. [отчет] ФГУНПП «Севморгео». №03/08/60-11. – Санкт-Петербург, 2007.

Andreev, A.A., Savelieva, L.A., Shumilovskikh, L., Gromig, R., Wennrich, V., Fedorov, G., Subetto, D.A., Krastel, S., Wagner, B., Melles, M. German-Russian project plot: new palynological data from the lakes Ladoga and Bol'shoe Shuch'e postglacial-glacial-preglacial sediment records. In: Routes of evolutionary geography, Processing of conference in memory of prof. A.A. Velichko. [online] Moscow: Institute of Geography RAS. 2016. – P. 13-16.

ПАЛИНОФЛОРЫ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАННЕХВАЛЫНСКОГО ТРАНСГРЕССИВНОГО ЭТАПА КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА

Болиховская Н.С.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия,
natbolikh@mail.ru

Аннотация. Выводы о возрасте и ландшафтно-климатических условиях формирования шоколадных глин относятся к числу наиболее дискутируемых вопросов палеогеографии раннехвалынской эпохи. Для их решения важная роль отводится палинологическим данным. По результатам детального палинотафономического и палиноморфологического анализа нижнехвалынских отложений разреза Средняя Ахтуба впервые в составе автохтонной раннехвалынской палинофлоры определены около 100 таксонов, включающих аркто-бореальные виды (*Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus communis*, *Dryas octapetala* и др.). Установлены климато-фитоценотические особенности перигляциальных ландшафтов межстадиальных и стадийных интервалов раннехвалынского этапа Палеокаспия.

Ключевые слова: Нижнее Поволжье, нижнехвалынские отложения, палинология

Введение. Раннехвалынский этап озаглавлен одной из самых значительных трансгрессий в истории плейстоценового Каспия. В Северном Прикаспии в наивысшую фазу своего развития раннехвалынский бассейн достигал абсолютных отметок 48–50 м. В нижнехвалынских толщах преобладают песчаные осадки и сформировавшиеся в максимальную стадию трансгрессии шоколадные глины. На основании палеогеоморфологических, литолого-фациальных, микро- и малакофаунистических данных, например, присутствия раковин солоноватоводных и опресненно-солончатых моллюсков (*Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis* и др.) в песчано-алевритовых прослоях в шоколадных глинах и смежных с ними слоях песка, большинство исследователей считает, что накопление шоколадных глин происходило в эстуариях, лиманах, лагунах и полуизолированных морских заливах.

Выводы о возрасте и ландшафтно-кли-

матических условиях формирования шоколадных глин относятся к числу наиболее дискутируемых вопросов палеогеографии раннехвалынской эпохи. Рядом исследователей (Зубаков и др., 1974; Рычагов, 1997; и др.) развитие раннехвалынского бассейна по термолюминесцентным датировкам его осадков оценивается интервалом 71–42 тысячи лет назад (далее — тыс. л.н.), большая часть которого отвечает калининскому оледенению. О значительно более молодом возрасте, соответствующем непродолжительному интервалу сарганского позднеледниковья 13–11 (16–12 календарных) тыс. л.н., свидетельствуют свыше 30 дат, полученных радиоуглеродным (^{14}C), оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) и уран-ториевым (U-Th) методами для нижнехвалынских отложений разрезов Черный Яр, Цаган-Аман, Средняя Ахтуба, Райгород, Светлый Яр, Мергенево, Харькино, Индер и др. (Леонов и др., 2002; Лаврушин и др., 2014; Свиточ

и др., 2017; Янина и др., 2017; Arslanov et al., 2016). Некоторые авторы указывают на литологические признаки, свидетельствующие о перигляциальных условиях седиментации шоколадных глин. А.И. Москвитин (1962) подчеркивал наличие в них деформаций, как следствие мерзлотных процессов. Г.И. Горецкий (1966) писал о схожести шоколадных глин с озерно-ледниковыми отложениями. И.А. Чистякова и Ю.А. Лаврушин (2004) отметили определяющую роль криогенных процессов, так называемых криосупензионных потоков, впоследствии отложившихся в виде шоколадных глин.

В решении многих вопросов позднелепесточеновой палеогеографии Каспийского бассейна важная роль отводится результатам спорово-пыльцевого анализа. Материалы палинологического исследования нижнехвалынских осадков представлены в работах В.П. Гричука, М.П. Брицыной, А.А. Чигуряевой, К.В. Ворониной, З.П. Губониной, В.Л. Яхимович и других. По данным В.П. Гричука (1952), полученным для разреза Верхний Балыклей (в Среднем Поволжье), во время накопления нижней части шоколадных глин и подстилающего 3-метрового слоя суглинисто-песчаных отложений долину Волги и ближайшие водоразделы занимали леса таежного типа из ели, сосны, с участием сибирского кедра и пихты. Основная часть шоколадных глин охарактеризована спектрами, свидетельствующими о развитии лесостепей с островными березовыми лесами с примесью сосны, сибирского кедра, ели, липы и вяза. А.А. Чигуряева и К.В. Воронина (1960), изучившие шоколадные глины Енотаевска, Сухой Мечетки, Черного Яра и других разрезов, считали значительную часть пыльцы хвойных деревьев переотложен-

ной, поэтому пришли к заключению о господстве в раннехвалынское время степной растительности. Е.А. Спиридоновой (Лаврушин и др., 2014) по результатам палинологического анализа нижнехвалынских отложений разрезов Средняя Ахтуба, Колобовка и Цаган-Аман реконструированы лесные и лесостепные фазы трех поздневалдайских интерстадиалов (раунисского, бёллинга и аллерёда) и развитие степных формаций во время похолоданий раннего, среднего и позднего дриаса. «Таежная фаза» для низов шоколадных глин и нижележащего слоя ею также не выявлена. Как видим, весомые палинологические доказательства развития в раннехвалынское время в Северном Прикаспии классических перигляциальных фитоценозов — показателей сурового климата, — не были получены.

С целью уточнения состава автохтонной раннехвалынской палинофлоры автором был выполнен палинологический анализ нижнехвалынских отложений разреза Средняя Ахтуба (Нижняя Волга). Получен представительный список таксономической принадлежности пыльцы и спор, залегающих здесь *in situ*. Проведено детальное климато-стратиграфическое расчленение изученных отложений и реконструированы фациальные и ландшафтно-климатические обстановки основных этапов их седиментации.

Материалы, методы и результаты исследований. Изученный разрез находится на левом берегу р. Ахтуба выше по течению от с. Средняя Ахтуба. В обнажении под современной каштановой почвой вскрывается примерно 17-метровая толща позднепалеоценовых морских, аллювиальных и субаэральных (с горизонтами ископаемых почв) отложений, датированных методом оптически стимулированной люминес-

ценции серией из 11 дат в интервале от 112 630±5400 до 720±70 лет назад (Янина и др., 2017). Для толщи шоколадных глин разреза Средняя Ахтуба получены ОСЛ даты 15 000±1000 и 13 000±500 лет назад. При палинотафономическом и палиноморфологическом анализе мацератов шоколадных глин, а также вышележащих и подстилающих слоев, вскрытых в интервале глубин 1,2 м–4,0 м в верхней части разреза, определены около 100 таксонов автохтонной раннехвалынской палинофлоры. Группа деревьев и кустарников содержит пыльцу 32 родов и видов: пихты (*Abies* sp.), ели (*Picea* sect. *Omorica*, *Picea* sect. *Picea*, *Picea abies*), *Pinus* subgen. *Haploxylon*, сосны сибирской кедровидной (*Pinus sibirica*), лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), березы (*Betula* sect. *Albae*, *Betula pendula*, *B. pubescens*), кустарниковой березы (*Betula* sect. *Fruticosae*), березы карликовой (*Betula* sect. *Nanae*, *B. nana*), ольховника кустарникового (*Alnaster fruticosus* / *Duschekia fruticosa*), ольхи черной (*Alnus glutinosa*), ольхи серой (*A. incana*), лещины (*Corylus avellana*), липы (*Tilia* sp., *Tilia cordata*), дуба (*Quercus* sp., *Quercus robur*), ясеня (*Fraxinus* sp.), вяза (*Ulmus* sp., *Ulmus laevis*, *U. cf. pumila*), лоха (*Elaeagnus*), дикого винограда (*Vitis sylvestris*), ивы (*Salix* spp.), можжевельника (*Juniperus communis*, *J. sp.*), смородины красной (*Ribes rubrum*), хмеля (*Humulus lupulus*) и др. Список пыльцы недревесных таксонов (Non-Arboreal pollen) включает 40 семейств, родов и видов трав и кустарничков: верескоцветных (*Ericales*), злаков (Poaceae), осоковых (Cyperaceae), конопли (*Cannabis*), эфедры (*Ephedra* sp.), полыни (*Artemisia* sp., *Artemisia* subgenera *Seriphidium*, *Artemisia* subgenera *Euartemisia*), маре-

вых (Chenopodiaceae) и множества представителей разнотравья. В группе травянистых растений присутствует также пыльца водных и прибрежно-водных растений: урути (*Myriophyllum*), рдеста (*Potamogeton*), ряски (*Lemna*), повейника мокричного (*Elatine alsinastrum*), частуховых (Alismataceae), рогоза (*Typha*) и ежеголовника (*Sparganium*) (Болиховская, Макшаев, 2019).

Полученные спорово-пыльцевые данные и эколого-ценотический анализ характерных таксонов в составе палинофлоры позволили дать палинологическую интерпретацию фациальных условий накопления шоколадных глин, выполнить климатостратиграфическое расчленение изученной нижнехвалынской толщи (рисунок) и реконструировать климато-фитоценотические сукцессии всего периода ее формирования (табл. 1).

Ландшафтно-климатические особенности реконструированных раннехвалынских этапов, отвечающих межстадиально-стадиальной климаторитмике осташковского позднеледниковья, представлены в таблице.

О суровом климате и широком развитии при накоплении нижнехвалынских отложений перигляциальных ландшафтов свидетельствует совместное участие в спектрах пыльцы и спор представителей тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale*, *Abies* sp., *Picea* sect. *Picea*, *Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Ephedra* sp., *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *A. s.g. Euartemisia*, *Atriplex cana*, *A. litoralis*, *A. verrucifera*, *Halostachys capsica*, *Kochia prostrata* и др.).

Большое количество во всех образцах зеленых водорослей (*Botryococcus*, *Pedia-*

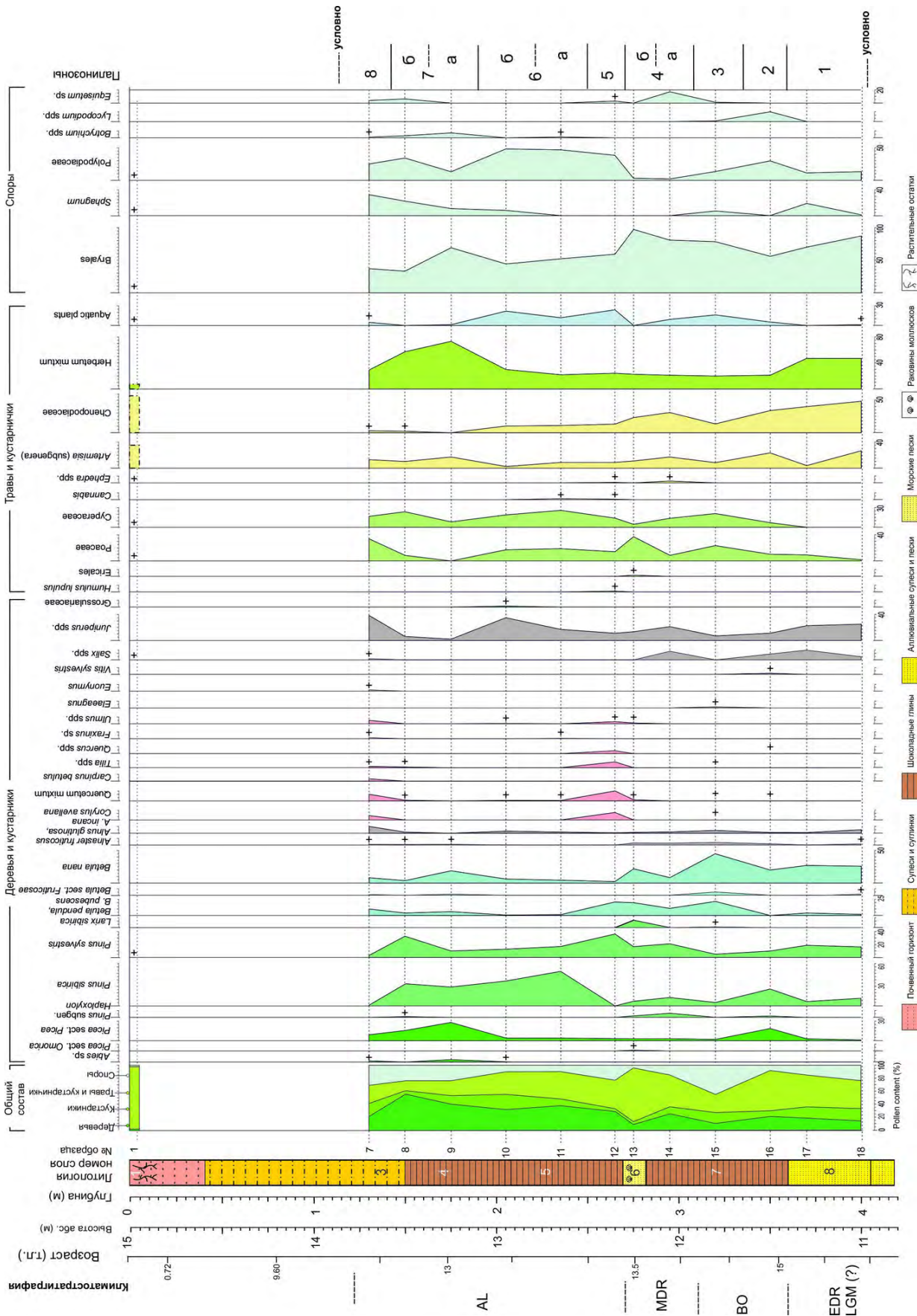


Рисунок 1. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнехвалынского отложения разреза Средняя Ахтуба (+ — при содержании <3%).

Таблица 1. Развитие климата и растительности Нижнего Поволжья в раннехвалынское время

Стратиграфические подразделения	Календарный возраст	Зональная растительность	Климат	Колебания уровня Палеокаспия
Поздний дриас YD	хиатус			Регрессивная стадия
Аллерёд AL	12800/12600	Перигляциальные кедрово-еловые леса и редколесья	Межстадиальное потепление	Максимальная стадия раннехвалынской трансгрессии
	13800	Перигляциальные лесостепи с участками сосново-кедровых формаций		
		Перигляциальные лесостепи с участками сосново-березовых и вязово-липово-дубовых сообществ		
Средний дриас MDR	14100	Перигляциальные степи с березовыми и сосново-кедровыми колками, <i>Betula pappi</i> , <i>Juniperus</i> в кустарниковом ярусе	Холодный, континентальный	
Бёллинг BÖ	14800/14700	Перигляциальные лесостепи: 1 фаза - с участием сосново-елово-кедровых редколесий, 2 фаза с березовыми колками с участием дуба и липы	Межстадиальное потепление	
Ранний дриас Заключит. стадия LGM (?)	хиатус	Тундро-степи	Холодный, континентальный	Регрессивная стадия
	~16000			

strum), высокое содержание (до 16-24%) в ряде спектров пыльцы водных растений (*Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Lemna*), обитающих в лиманах, плавнях, озерах, старицах, болотах и т.д., а также представителей прибрежно-водных сообществ (*Alismataceae*, *Typha*, *Sparganium*, *Elatine alsinastrum*) свидетельствует, что шоколадные глины Средней Ахтубы образовались в пресноводной и солоноватоводной среде мелководного водоема. О морских услови-

ях седиментации шоколадных глин говорит присутствие в ряд проб морских диноцист (*Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium gracile*).

Заключение. В раннехвалынское время в Северном Прикаспии господствовали растительные сообщества ледникового климата — перигляциальные леса, редколесья и лесостепи в межстадиалы, перигляциальные степи и тундро-степи в стадиальные похолодания. Впервые установлено распро-

странение ерниковых формаций из *Betula nana* и кустарниковых сообществ из *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus* и др., свидетельствующее о существовании островной мерзлоты в фазы накопления нижнехвалынских отложений, отвечающие стадиям ошашковского позднеледниковья.

Экспедиционные работы проведены в рамках проекта РНФ №16-17-10103. Лабораторные палинологические исследования выполнены по проекту РФФИ № 18-00-00470 и по программе ГЗ «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочное прогнозирование ее изменений».

Литература

- Болиховская, Н.С., Макшаев, Р.Р. Раннехвалынский этап развития Каспия: палинофлора и климато-фитоценотические реконструкции // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2019. – № 3. – С. 57-71.
- Горецкий, Г.И. Формирование долины р. Волга в раннем и среднем антропогене – М.: Наука, 1966. – 412 с.
- Гричук, В.П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Труды Института географии АН СССР. – 1952. – Т. 52. – №7. – С. 5-45.
- Зубаков, В.А., Бадинова, В.П., Леонтьев, О.К., Рычагов, Г.И. Каспийская область. Плейстоцен / Геохронология СССР. Т. 3. – Л.: Недра, 1974. – С. 134-145.
- Лаврушин, Ю.А., Спиридонова, Е.А., Тудрин, А., Шали, Ф., Антипов, М.П., Кураленко, Н.П., Курина, Е.Е., Тухолка, П. Каспий гидрологические события позднего квартала // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. – 2014. – Вып. №73. – С. 19-51.
- Леонов, Ю.Г., Лаврушин, Ю.А., Антипов, М.П., Спиридонова, Е.А., Кузьмин, Я.В. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН. – 2002. – Т. 386. – № 2. – С. 229-233.
- Москвитин, А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геолог. ин-та АН СССР. – 1962. – Вып. 64. – 263 с.
- Рычагов, Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 267 с.
- Свиточ, А.А., Макшаев, Р.Р., Ростовцева, Ю.В., Клювиткина, Т.С., Березнер, О.С., Трегуб, Т.Ф., Хомченко, Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия – М.: Географ. факультет МГУ, 2017. – 140 с.
- Чигуряева, А.А., Воронина, К.В. Материалы по верхнеплейстоценовой растительности Северного Прикаспия // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 131 – №6. – С. 1414-1416.
- Чистякова, И.А., Лаврушин, Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. – 2004. – №65. – С. 36-43.
- Янина, Т.А., Свиточ, А.А., Курбанов, Р.Н., Мюррей, А.С., Ткач, Н.Т., Сычев, Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2017. – №1. – С. 20-28.
- Arslanov, Kh.A., Yanina, T.A., Cherpalyga, A.L., Svitoch, A.A., Makshaev, R.R., Maksimov, F.E., Chernov, S.B., Tertychniy, N.I., Starikova, A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary International. – 2016. – N 409. – P. 81-87.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ И ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ДРЕВНИХ ГОРОДИЩ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ОКИ

Водорезов А.В.¹, Кривцов В.А.²

Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, Россия,

¹a.vodorezov@365.rsu.edu.ru, ²v.krivtsov@365.rsu.edu.ru

Аннотация. На основании результатов мониторинга развития экзогенных рельефообразующих процессов на городище Старая Рязань (Спасский район, Рязанская область) и прилегающих к городищу склонов долины р. Оки в пределах её Спасской (Старорязанской) излучины, проводившегося с 1999 по 2020 гг., выявлен этап активизации оползневых процессов на склонах долины Оки в её среднем течении с начала XXI столетия в условиях меняющегося климата. Исследования стратиграфии донных отложений Спасского оврага, прорезавшего городище Старая Рязань, позволили выделить для бассейна среднего течения реки Оки региональный этап усиления овражной эрозии в период со второй трети — второй половины XVIII века, вероятно связанный с расширением пахотных площадей.

Ключевые слова: овраг, эрозия, балочный аллювий, оползень, оплывина, рельеф Рязанской области, экзогенные процессы, серебряный рубль 1732 года, археологический памятник

Введение. Склоны долины р. Оки в её среднем течении, в т.ч. на рязанском отрезке, в разной степени осложнены овражно-балочными системами, а с начала XXI века на ряде участков, после периода относительного спокойствия второй половины XX века, подвергаются оползанию. Оползневые процессы угрожают жилым и хозяйственным постройкам д. Грачи, с. Троица, с. Фатьяновка, с. Исады, в каждом из которых блоковые оползны в период с 2004 по 2017 гг. уничтожили часть пахотных площадей и хозяйственных построек (сарай, гаражи) в пределах участка. Не менее актуален вопрос сохранения ценных исторических территорий, в том числе археологических памятников. Под угрозой разрушения находятся городища раннего железного века и эпохи средневековья, расположенные вблизи бровки оползневых участков склона долины, в их числе: Дядьковское, Льговское,

Новоольгово, и в особенности, Старорязанское городища. Получение, фиксация и интерпретация сведений о развитии рельефообразующих процессов на ценных исторических территориях позволяют решать разные научные задачи, в том числе: рассматривать историческую территорию как модельный объект для выявления закономерностей развития эрозионных и оползневых процессов на прилегающей территории; выявлять темпы и стадийность развития разрушительных процессов для научной реконструкции топографии исторической территории; строить прогнозы возможных разрушений городищ с целью направить археологические исследования на участки, которые могут быть потеряны в ближайшей перспективе.

Материалы и методы. Основным объектом исследований стал археологический памятник — средневековое городище Ста-

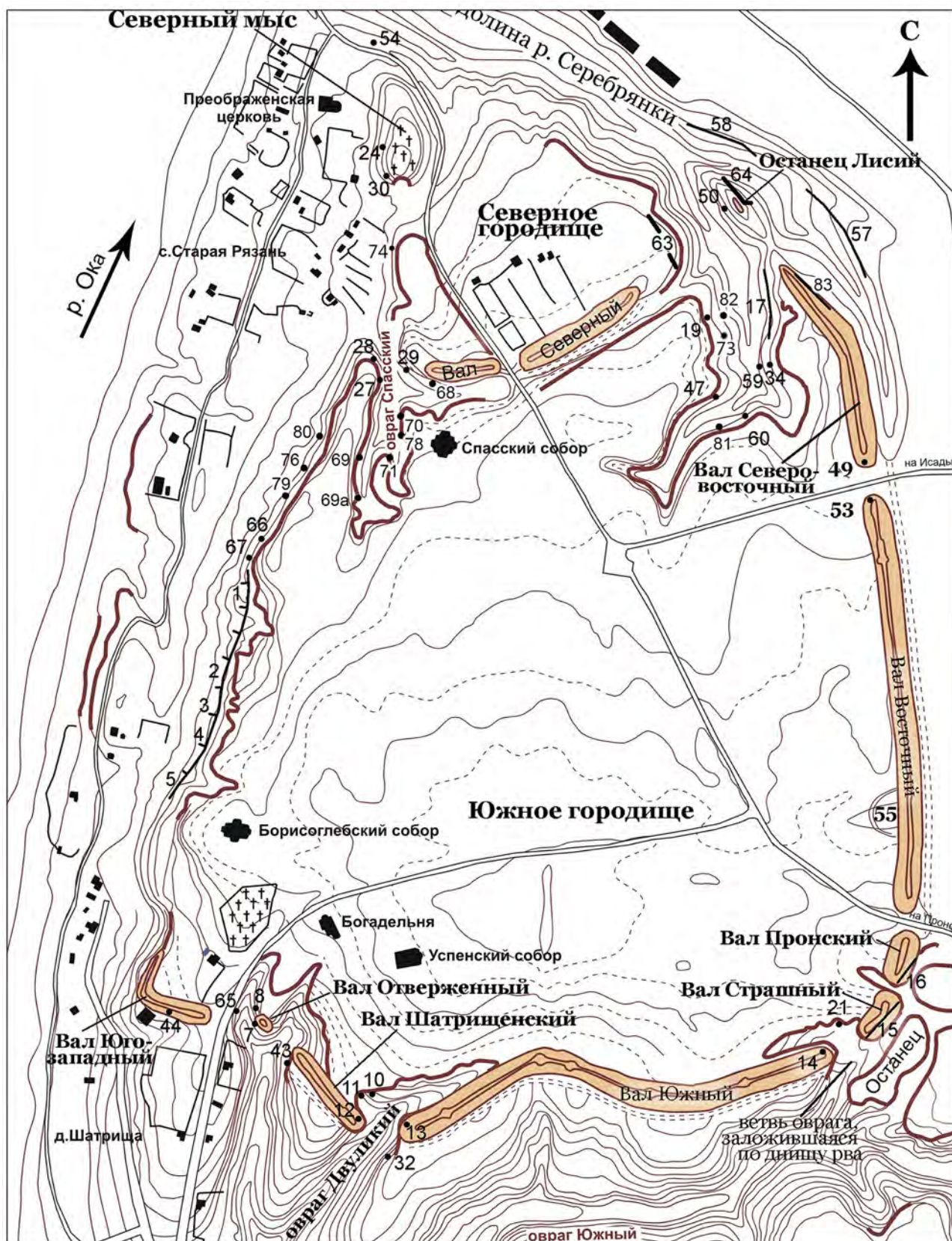


Рисунок 1. Картограмма геоморфологического мониторинга городища Старая Рязань. Объекты мониторинга, упоминаемые в тексте статьи, пронумерованы

рая Рязань (Чернецов, 2014), расположенное в центре Рязанской области, на северной окраине Окской покатости Окско-Донской равнины, в западной части междуречного плато Спасской (Старорязанской) Луки у крутого правого склона долины реки Оки. Площадка городища (около 67 га) приподнята над руслом Оки на 45-48 м, сильно нарушена оврагами, склоны городища поражены оползневыми процессами. Оползневой характер склонов объясняет геологическое строение: с поверхности залегают покровные суглинки, под ними подстилающая их морена, ниже которой лежит толща песков с прослоями гравия. Пески, в свою очередь, залегают на глинах и железистых песчаниках нижнего мела, подстилаемых глинами келловейского яруса, вскрывающихся у уреза р. Оки (Несмеянов, Воейкова 2002).

Для отслеживания современных проявлений экзогенных процессов на городище Старая Рязань нами в весеннее время с 2000 по 2020 гг. проводится маршрутное обследование, в ходе которого выявляются изменения поверхности междуречного плато, склонов долины, оврагов, валов и рвов, ограничивающих городище. Вновь выявленный объект развития (новая стенка оползня, явное проявление роста вершины оврага) получает общее описание местоположения, размеров, номер, выносится на картосхему, проводится его фотофиксация. Динамика прироста оврагов устанавливалась в 2000-2010 гг. с использованием временных реперов, установленных на поверхности плато у вершин потенциально активных отвершков оврагов с последующим ежегодным измерением прироста вершин. Для картирования процессов в последние годы применяется дистанционная съемка с применением квадрокоптера Phantom DJI 3 с высоты от 50 до

150 м. Локализация оголенных стенок отрыва велась посредством привязки аэрофотоснимков на топоснову масштаба 1:500 в программе ГИС Панорама Карта 2005. Ценную информацию дает сравнение разновременных карт, топопланов. В частности, план городища Старая Рязань начала XIX века, позволил установить, что два столетия назад в юго-западной части городища вовсе не было оврага, который в настоящее время разрезает городище между «Юго-западным» и «Отверженным» валами (рис. 1). По линии тальвега современного крутосклонного оврага в первой половине XIX века проходила улица. «Отверженный вал» показан на плане как протяженная насыпь, сопоставимая в размерах с соседними валами — «Юго-западным» и «Шатрищенским». В настоящее время «Отверженный вал» сильно разрушен и имеет вид округлого всхолмления. В работе использованы фотоснимки 1979 года из отчета Проектного института «Спецпроектреставрация», в котором содержится краткое описание степени активности вершин и склонов оврагов, разрушенности оборонительных валов и рвов. Городище распахивалось до середины 70-х гг. XX века и фотографии отражают характерные особенности молодой залежи и активность разрушительных процессов на склонах. Ракурсы съемок 1979 года узнаваемы и при повторном фотографировании в настоящее время возникает возможность выявления изменений склонов. Для реконструкции истории развития оврагов исследована стратиграфия балочного аллювия в трех шурфах на дне Спасского оврага (рис. 1), прорезающего склон долины реки Оки, вторгающегося в пределы междуречного плато и угрожающего целостности фундамента Спасского собора. Датировка горизонтов балочного

аллювия основана на находках отдельных артефактов, в частности монет; датировка слоев в конусе выноса проведена сотрудниками Старорязанской археологической экспедиции под руководством И.Ю. Стрикалова. Анализ климатических изменений, в том числе посезонной динамики выпадения атмосферных осадков, построен на данных ближайших метеостанций Рязань, Елатьма, Брыкин Бор.

Результаты и обсуждение. В период 1999-2020 гг. нами зафиксированы следующие проявления разрушительных процессов (рис. 1), отдельно в пределах коренного правого склона долины р. Оки, склонов эрозионно-денудационных систем Спасского оврага, р. Серебрянки и р. Чёрной.

Западный склон городища — отрезок коренного склона долины р. Оки между устьями овражно-балочных систем р. Серебрянки и р. Чёрной, испытывал оползание в 70-е гг. XX века, но с начала 1980-х гг. оползание прекратилось, и до начала 2000 гг. явных подвижек не было. Весной 2003 года произошел заметный сдвиг оползневых блоков в центральной и южной части склона. Весной 2005 года западный склон городища подвергся массивному оползанию, охватившему до 80% протяженности склона (300 м). Произошло объединение северного и южного оползневых участков. После относительного спокойствия 2006-2007 гг. весной 2008 года вновь отмечены свежие оплывины в верхней трети склона. Этап оползания 2003-2008 гг. отмечен формированием единого оползневого тела, протянувшегося вдоль склона на 350 м. Весной 2012 года наибольшую активность проявлял северный участок склона, где возникли две новые оплывины (точки 66 и 67 на рис. 1).

Оплывины привели к отступанию склона параллельно самому себе не более чем на 20-30 см. После периода спокойствия 2013-2016 гг. весной 2017 года возникла оплывина на ранее стабильном участке (точка 76): сорвался тонкий слой грунта с отступанием склона параллельно самому себе на 20-40 см на площади до 50 м². Весной 2018 года образовалась обширная стенка срыва высотой 4-5 м и шириной более 15 м (точка 4). Весной 2019 года возникли две оплывины в северной части склона (точки 79 и 80) со стенками срыва общей площадью более 45 м².

Другим объектом мониторинга стал Спасский овраг, возникший, по нашему мнению, в результате эрозии оборонительного рва Северного городища. Склоны оврага с начала 1980-х по 2013 год были стабильны. Весной 2013 года склоны оврага испытали явную активизацию с образованием группы оплывин по всему периметру. В правом борту оврага возникли оплывина (точка 29) на месте закола 2002 года и оплывина в средней части склона (точка 68) шириной 3 м и высотой 4 м, при объеме 3,0 м³; в верхней части склона оврага на «стрелке» при слиянии основных левой и правой ветвей оврага появилась серия трещин отрыва (точка 70); в средней части склона левого борта оврага возникла оплывина объемом 1,5 м³ (точка 27); в верхней части левого склона оврага под бровкой склона появилась трещина отрыва (точка 69). В 2014 году оползневые процессы не проявлялись, вероятно, по причине засушливой весны, сухого лета и осени. В 2015 году быстрое стаивание маломощного снежного покрова определило относительную сухость грунтов, что выразилось в стабилизации склонов, торможении оползневых и эрозионных процес-

сов. В 2016 году Спасский овраг также продемонстрировал стабильность. Весной 2017 года произошла наиболее значительная активизация склонов за период наблюдений с 1999 года. На фоне сильной запитки грунтов талыми водами обрушился левый склон в нижней части оврага, ниже слияния левой основной ветви и ветви, заложеной по днищу рва (точка 27 а), где возникло два значительных осова. Ширина стенки срыва восточного осова 2,0 м при высоте стенки отрыва 7,0 м; ширина стенки срыва западного осова 3,5 м при высоте 3,0-4,0 м. Заметное смещение (точка 69) претерпело оползневое тело на левом склоне левой основной меридионально вытянутой ветви оврага в его привершинной части: явно раскрылась трещина, фиксирующаяся с начала 2010-х гг. Оплывание склонов продолжилось в 2018 и 2019 гг.

По всему периметру были задернованы в 1998 году склоны долины р. Серебрянки. Явная активизация оползневых процессов за счет образования новых оплывин и блоковых тел, осыпания стенок срыва пришлось на весенние месяцы 2003-2005 гг., и особенно 2006-2012 гг. и 2017-2019 гг. Тела блоковых оползней 2007 г. (точка 63) и 2008 г. (точка 64) к 2019 году при медленном смещении блоков вниз по склону неоднократно были подроблены на серию более мелких блоков, выступающие гребни оказались сильно смазаны, образовались неровные поверхности псевдотеррас. Это показало общую нецелесообразность археологического изучения оползневых тел на данном городище по причине быстрого и прогрессирующего со временем нарушения стратификации слагающих их пород.

Развитие эрозионной системы Черной речки сопровождалось вторжением верхних

звеньев овражной сети в пределы городища по проездам в валах. Так, выросли овраги между «Юго-западным» и «Отверженным», «Отверженным» и «Шатрищенским», «Шатрищенским» и «Южным», овражки между «Южным» и «Страшным», «Страшным» и «Пронским» валами (рис. 1). Рост оврагов по тальвегам рвов привел к подрезке внешних склонов валов («Страшный», «Пронский») и внутренних склонов («Шатрищенский», западная оконечность «Южного») валов. После периода затишья 2000-2011 годов весной 2012 года на разных участках в большом количестве появились новые оплывины и заколы формирующихся оползней. В 2017-2019 гг. последовала новая фаза активизации оползневых процессов.

Исследование стратиграфии отложений на дне Спасского оврага и в конусе его выноса, уникальная находка серебряного рубля 1732 года в днище средней части меридиональной ветви оврага на глубине в 3,0 м на границе наносных отложений и ледниковых суглинков, позволили установить, что появление оврага синхронизировано, и, вероятно, спровоцировано созданием оборонительного рва, что отражено в нижнем слое пролювия второй половины XI века. Дальнейший этап активного роста оврага происходил на вторую половину XII века. Верхняя половина меридиональной ветви оврага выросла с 1732 года к середине XIX века; что мы связываем с распашкой плато городища, которая продолжалась до 70-х гг. XX века. При этом с начала XX века положение вершин Спасского оврага, а также других оврагов, разрушающих городище, почти не изменились.

Выводы. Мониторинг склонов городища Старая Рязань и прилегающих к нему территорий Спасской Луки позволил выя-

вить ряд этапов активизации оползания. В 20-30-е гг. XX века склоны активно оползали у соседних сел Троица и Исады. После периода спокойного развития заметное региональное оживление оползневых процессов пришлось на 1970-е гг., чему мог способствовать общий рост зимних осадков: рушились склоны у с. Константиново и с. Кузьминское Рыбновского района; на склонах городища Старая Рязань сформировались оголенные стенки оползневых склонов, отраженные на фотографиях 1979 г. Современный этап активизации оползневых процессов на склонах долины р. Оки в ее среднем течении, по нашим наблюдениям начался с 2003-2004 гг., ярко проявился в 2005-2013 гг., а затем после трехлетнего перерыва — в 2017-2019 гг. При этом блоковые оползни развивались преимущественно в 2005-2008 гг., в остальные годы склоны разрушались оплывинами. Анализ условий меняющегося климата начала XXI века по-

казал, что оползанию, очевидно, благоприятствуют периоды общего роста увлажнения и снежные мягкие зимы, ведущие к водонасыщению грунтов с формированием оплывин весной. Вершины оврагов, активно развивавшихся на городище в XVIII веке, с начала XX века в целом стабильны.

Литература

Несмеянов, С.А., Воейкова, О.А. Структурно-геоморфологическая характеристика городища Старая Рязань. Экологические проблемы сохранения исторического и культурного наследия / Материалы Шестой Всероссийской конференции. — М.: Российский НИИ культурного и природного наследия имени Д.С. Лихачева, 2002. — С. 367-370.

Чернецов, А.В., Буланкина, Е.В., Стрикалов, И.Ю. Старая Рязань: находки последних лет // Вестник Российского гуманитарного научного фонда. — 2014. — №1 (74). — С. 178-188.

РЕЛЬЕФ МЕЖДУРЕЧИЙ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ: ЛЕДНИКОВОЕ НАСЛЕДИЕ VS ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФОЗЫ

Гаранкина Е.В.^{1,2}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, evgarankina@gmail.com

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. Выполнено крупномасштабное хрономорфогенетическое геоморфологическое картографирование ключевого участка северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности на основе детальных полевых исследований рельефа и отложений в естественных и искусственных обнажениях, буровых скважинах, морфологического, текстурного и гранулометрического анализа вещества и радиоуглеродного датирования, а также анализа архивных данных, в т.ч. дешифрирования разновременных данных ДЗЗ. Выделены различные по возрасту и генезису участки современного рельефа междуречного комплекса и определены степень постледниковых преобразований ландшафта, их возраст и генезис основных рельефоформирующих агентов за последние 150 тыс. лет. Выявлена высотная дифференциация междуречного комплекса на три основных яруса (180-214, 150-180 и 120-150 м над у.м.), для каждого из которых установлены характерные литостратотипы ледниковых и постледниковых отложений и типичные морфологические характеристики. Широкое распространение

мощных лимногляциальных осадков обусловило формирование здесь первичной озерно-ледниковой равнины на этапе деградации московского ледникового покрова. Освобождение территории от масс мертвого льда и проецирование лимногляциального материала на поверхность ложа ледника привели к образованию инверсионного рельефа. Первичные неровности водно-ледникового рельефа (холмы и депрессии) явились основой для дифференциации постледниковых процессов и отложений. Многочисленные замкнутые и полузамкнутые отрицательные формы выступили промежуточными коллекторами материала, обусловив прерывистый характер развития эрозионной сети. Анализ распространения и мощностей озерных осадков в пределах полигона показал, что в позднем плейстоцене они были ведущим рельефообразующим агентом наравне с эрозионным расчленением, а в пределах междуречий — и вовсе главным фактором сокращения амплитуд высот и снижения эрозионного потенциала. Участие морен в строении рельефа является подчиненным, а локальность их выходов и погребенность под мощным чехлом субаквальных отложений противоречит предшествующей трактовке современного рельефа территории как типичной моренной.

Ключевые слова: озерно-ледниковая равнина, камы, морена, покровные суглинки, озерные отложения, поздний плейстоцен, московское оледенение

Введение. Возвышенности центра Русской равнины в области распространения последнего среднеледникового оледенения считаются преимущественно сформированными гляциальным агентом. Роль постледникового морфолитогеоза в создании их современного облика обычно сводится к унаследованной флювиальной переработке по ложбинам стока талых ледниковых вод и накоплению маломощного плаща покровных суглинков на более автономных позициях. Борисоглебская возвышенность, расположенная к западу от г. Ростова Великого, традиционно воспринимается как моренная равнина или даже одно из конечно-моренных образований московского ледника (Геологическая карта..., 1967, Величко, 2001, Судакова и др., 2014). В то же время последние исследования ее междуречий (Garankina et al, 2019 и др.) показывают, что морены и мореноподобные отложения здесь залегают на глубинах более 5-20 м под разнородным покровом иловатых и опесчаненных суглинков и алевритов и вскрываются

лишь локально в среднем течении некоторых малых эрозионных форм.

Мощность и гетерогенность покровного чехла, перепады кровли древних ледниковых и более молодых субэдральных отложений, серии погребенных криогенных и педогенных признаков (Rusakov et al., 2015, Shishkina et al., 2019) предполагают существенно более сложную историю развития территории в позднем плейстоцене. Так, ранее высказаны гипотезы о развитии здесь крупных подпрудных приледниковых озер в валдайское время (Квасов, 1975, Русаков, 2012), чему не противоречит ступенчатость рельефа и выровненность отдельных ступеней междуречных пространств. Однако это вкуче с «разорванным» характером эрозионной сети это может говорить как об особенностях деградации московского ледникового покрова, так и о последующей постледниковой эволюции ландшафта, однако достоверные ответы на эти вопросы могут быть получены лишь после создания надежной хроностратиграфической схемы

и достоверной модели эволюции междуречного комплекса.

Материал и методы. В ходе исследования использованы опубликованные и архивные материалы, собранные начиная с 60-х гг. прошлого столетия, в т.ч. выполнены дешифрирование разновременных данных ДЗЗ высокого и сверхвысокого разрешения (космические снимки Geoeye, WorldView, Corona, аэрофотоснимки) и анализ топографических и землеустроительных карт 1940-1990 гг.; проведены детальные полевые работы, включавшие ручное и машинное бурение, заложение разрезов и обследование карьеров и строительных котлованов; осуществлена маршрутная геоморфологическая съемка. Для достоверного стратиграфического и фациально-генетического расчленения отложений применен подход иерархического морфогенетического исследования на разных масштабных уровнях организации материи, включая детальное макроморфологическое описание отложений и последующий анализ их гранулометрического состава, содержания органического вещества, микротекстурных и палеопочвенных признаков, спорово-пыльцевых спектров, а также радиоуглеродное датирование.

Результаты и обсуждение. В итоге выполнено крупномасштабное геоморфологическое картографирование ключевого участка северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности, опираясь на хрономорфогенетический принцип. Это позволило выделить разновозрастные участки рельефа в пределах междуречного комплекса, определить степень и длительность постледниковых преобразований, генезис и вклад основных рельефоформирующих агентов за последние 150 тыс. лет.

Выявлена высотная дифференциация

междуречного комплекса на три основных яруса (180-214, 150-180 и 120-150 м над у.м.), для каждого из которых установлены характерные литостратотипы ледниковых и постледниковых отложений и типичные морфологические характеристики. В основании разрезов верхнего и среднего ярусов практически повсеместно залегают мощные (до более 15 м) тонкослоистые суглинки с редкими песчаными прослоями и обилием мелкосбросовых деформаций, постепенно вниз сменяющиеся неконтрастно слоистыми и неслоистыми мореноподобными суглинками с малым количеством грубообломочных включений. Текстурные особенности указывают на длительное накопление в спокойных условиях глубокого внутриледникового озера, затем испытавшего вытаивание ледяного дна. Залегая близко к поверхности, эта фация слагает малоамплитудные субгоризонтальные и пологонаклонные фрагменты среднего яруса междуречий.

Местами ее перекрывают более контрастно слоистые толщи, отвечающие формированию в наледниковых мелководных озерах. Динамичный режим осадконакопления обусловил чередование типичных слоистых озерно-ледниковых суглинков и песков (турбидитов) и грубообломочных линз подводных селей и флоу-тилла, периодически несущих следы пластических и хрупких гравитационных деформации. Именно эта фация слагает наиболее крупные (8-25 м высотой и до 1-2,5 км длиной) плосковершинные холмы верхнего яруса междуречий. Такие лимнокамы сопряжены с более и менее крупными плоскодонными котловинами либо пологонаклонными ложбинами, сформировавшимися на участках долгого сохранения мертвого льда (т.е. на месте ледяных берегов озер).

Более мелкие округловершинные холмы в пределах среднего яруса нацело состоят из флювиогляциальных хорошо отмытых песков мощностью более 10 м. Подобные флювиокамы не прослеживаются четкой связи с котловинно-западинным рельефом и хаотично «насажены» на общий фон озерно-ледниковой равнины, говоря о скоротечности их образования.

Исключением являются небольшие моренные останцы, сосредоточенные вдоль среднего течения руч. Пужбол. Залегая с поверхности или под маломощным плащом лимногляциала (вероятно, значительно смытого в период финальной дегляциации), иловатые супеси с дресвой, щебнем и валунами имеют типичный красно-бурый цвет, а под торфяными позднеплейстоценовыми залежами приобретают серый цвет. С такими выступами морены ассоциированы вытянутые западины, возникшие вероятно в результате гляциокарста и фильтрации по подледным каналам, которые позднее (уже в позднем плейстоцене) были частично унаследованы оврагами, постепенно прорезавшими разделявшие их моренные перемычки.

Плохо выдержанные по высотам фрагменты уступов и террасовидных поверхностей нижнего яруса междуречий покрыты сильно опесчаненными суглинками, без следов тонкой слоистости, однако с признаками, вероятно, криогенного смятия. Не превышая 5-7 м мощности, эти лимногляциальные осадки со значительным терригенной составляющей залегают на эродированной кровле морены и, видимо, в большей степени наследуют (облекают) эрозионный позднемосковский (либо домосковский) рельеф борта котловины.

Позднеплейстоценовый чехол суще-

ственно дифференцирован как по площади, так и по глубине. На вершинных поверхностях холмов залегают два горизонта суглинков: нижний, мощностью 0,2-3,5 м, с набором палеокриогенных и палеопедогенных признаков, а также местами неконтрастной текстурной слоистостью, и верхний, относительно однородный, мощностью 0,9-1,2 м, иногда участвующий в заполнении полигональных структур. Первый из них, по-видимому, сформирован в конце московского времени в остаточных озерках на плохо дренированной поверхности (вероятно, за счет быстро аградирующей мерзлоты) спроецированных лимногляциальных осадков, тогда как второй — существенно позднее, в суровых условиях последнего ледникового максимума при воздействии недалекого эолового переноса. В целом оба этапа привели к постепенному выравниванию мелких неровностей озерно-ледникового рельефа на фоне сохранения общего облика инверсионных возвышений.

Депрессии ледникового рельефа, напротив, частично либо полностью были выполнены мощными (до 10-15 м) озерно-болотными отложениями. В основании их слоистые гиттии и суглинки часто перекрыты микулинскими и ранневалдайскими торфами. Выше их закономерно сменяют 3 пачки суглинков с признаками многопорядковой слоистости (с шагом от долей мм до м), небольшими органогенными линзами преимущественно средневалдайского возраста в средней пачке и практическим отсутствием тонкодисперсной органики в верхней. Вверх постепенно возрастает доля склонового привноса и следов криодеформаций, что говорит о направленном обмелении водоемов в позднем валдае. Локально эту последовательность наруша-

ют размывы и аллювиальная аккумуляция либо этапы стабилизации поверхности, маркируемые развитием почвообразования и криогенеза. В результате в современном рельефе выделяются ареалы слабо-волнистого рельефа субгоризонтальных и пологонаклонных днищ озерных котловин позднеплейстоценового (поздневалдайского) возраста. В целом, можно говорить о значительном выравнивании первичного ледникового рельефа за счет периодически активного склонового сноса и длительной озерной седиментации на протяжении всего позднего плейстоцена.

Отдельного внимания заслуживают малоамплитудные фрагменты озерно-ледниковой равнины со сравнительно маломощным слоем озерных осадков (1-3 м). На подобных выположенных поверхностях вскрываются полигональные сети, часто нескольких генераций. Развитые по ним псевдоморфозы по ледяным жилам оказываются погребены под мощными (1-3 м) склоновыми шлейфами и линзами, часто замаскированы развитием более поздних эрозионно-аккумулятивных процессов либо, напротив, подчеркнуты дифференциацией актуального и погребенного почвенного покрова. Таким образом, эти, в первом приближении, наиболее стабильные фоновые участки среднего яруса междуречий на более локальном уровне показывают довольно высокую динамику морфолитогенеза в конце позднего плейстоцена и даже голоцене (Belyaev et al., 2020).

Выводы. Дегляциация в районе исследования носила ареальный характер. Распространение полей пассивного, а затем и мертвого льда сопровождалось появлением озер как в его толще, так и на поверхности. Освобождение территории от

масс мертвого льда и проецирование лимногляциального материала привели к образованию инверсионного рельефа. На значительной части ключевого участка вначале существовал крупный и довольно глубокий внутрiledниковый бассейн, проецирование осадков которого сформировало относительно малоамплитудный рельеф первичной озерно-ледниковой равнины (средний ярус междуречий). Более поздние водоемы, судя по всему, были локальными наледниковыми озерами, аккумулируя более контрастные мелководные фации осадков, при проецировании создававшие выраженный холмистый рельеф верхнего яруса. Нижний ярус междуречий, окаймляющий западный борт Ростовской котловины, был сформирован, по всей видимости, позднее и быстрее. На финальной стадии деградации московского ледника, когда глыбы мертвого льда могли сохраняться лишь в днище Ростовской котловины, возник эфемерный подпрудный приледниковый бассейн, отличающийся слабой степенью сортировки материала и значительным привнесом терригенного песка (вероятно, за счет размыва локальных моренных выходов). Окончательное вытаивание мертвого льда привело к падению базиса эрозии и активизации эрозионных процессов на всех уровнях междуречий, хотя сформировавшаяся эрозионная сеть могла значительно отличаться от ныне существующей.

Первичные неровности ледникового и в значительной степени водно-ледникового генезиса явились основой для дифференциации постледниковых процессов и отложений. Многочисленные замкнутые и полузамкнутые отрицательные формы стали промежуточными коллекторами ма-

териала, обусловив прерывистый характер развития эрозионной сети. В них, начиная с микулинского времени, возникали условия для озерного седиментогенеза при подчиненной роли периодов стабилизации (пересыхания/спуска озер), проявляющихся в виде горизонтов торфонакопления, следов одновременного почвообразования и криогенеза. Анализ распространения и мощностей озерных осадков в пределах полигона показал (Garankina et al., 2019), что в позднем плейстоцене они были ведущим рельефообразующим агентом наравне с эрозионным расчленением, а в пределах междуречий — и вовсе главным фактором сокращения амплитуд высот и снижения эрозионного потенциала. Даже переход от позднеледниковья к голоцену не обеспечил интенсивности врезания, достаточного для дренирования большей части подобных депрессий, что позволяет и в современном рельефе выделять фрагменты озерных равнин в пределах обширной холмистой и полого волнистой лимногляциальной равнины. Участие морен в строении рельефа является подчиненным, а локальность их выходов и погребенность под мощным чехлом субквальных отложений противоречит предшествующей трактовке территории как типичной моренной равнины и, тем более, как зоны развития конечных-моренных образований.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-77-10061). Автор выражает благодарность всему коллективу *π-redone united* за участие в полевых и камеральных работах и представляет результаты, основанные на комплексном исследовании коллективом междуречий Борисоглебской возвышенности.

Литература

Величко, А.А. Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы – М.: ГЕОС, 2001. – 160 с.

Геологическая карта четвертичных отложений м-ба 1:200000. Лист О-37-XXVIII – ВСЕГЕИ, 1967.

Квасов, Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы – Л.: Наука, 1975. – 278 с.

Русakov, А.В. Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Дисс. д.г.н. 2012. – 351 с.

Судакова, Н.Г., Карпухин, С.С., Алтынов, А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной структуры и динамики краевых ледниковых зон в Яр. Поволжье с использованием космических данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2014. – №73. – С. 87-98.

Belyaev, V.R., Garankina, E.V., Shorkunov, I.G., Konstantinov, E.A., Rusakov, A.V., Shishkina, Yu.V., Andreev, P.V., Verlova, T.A. Holocene erosion and deposition within a small catchment of the Northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia) / IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. – №438. – P. 1-18. DOI:10.1088/1755-1315/438/1/012002

Garankina, E.V., Belyaev, V.R., Shorkunov, I.G., Shishkina, Y.V., Andreev, P.V., Sheremetskaya, E.D. Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluves and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia || Proceedings of IAHS, 2019. – №381. – P. 13-20. URL: <https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>

Rusakov, A., Nikonov, A., Savelieva, L.,

Simakova, A., Sedov, S., Maksimov, F., Kuznetsov, V., Savenko, V., Starikova, A., Korkka, M., Titova, D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quaternary International*. – 2015. – №365. – P. 26-41. URL: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>.

Shishkina, Yu.Vl., Garankina, E.V., Belyaev, V.R., Shorkunov, I.G., Andreev, P.V., Bondar, A.I., Potapova, V.I., Verlova, T.A. Postglacial Incision-Infill Cycles at the Borisoglebsk Upland: Correlations between Interfluvial Headwaters and Fluvial Network // *International Soil and Water Conservation Research*. – 2019. – №7. – P. 184-195. URL: <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.02.001>.

РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ИСТОРИЧЕСКОГО ЗАСЕЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКОМ БОЛЬШОЙ ИЗЛУЧИНЫ ДОНА В ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Дедова И.С.

Волгоградский государственный социально-педагогический университет; Волгоград, Россия, itrofimova@yandex.ru

Аннотация. Рассматриваются особенности расселения человека в Большой излучине Дона — уникальном природном образовании. Отмечается ведущая роль литолого-структурного и геоморфологического фактора оформления этой территории. Благоприятная ландшафтно-климатическая обстановка и близость р. Дон обусловили давнюю историю освоения Большой излучины. Были выявлены четыре хронологических этапа расселения человека: ранний палеолит — поздний бронзовый век; ранний железный век — золотоордынский период; формирование казачьих стационарных поселений; современный этап. Проведен анализ топографического расположения памятников и поселений, который позволил установить взаимосвязь диапазона изогипс +100...+150 м и +61...+120 м с наибольшей концентрацией поселений. С геоморфологических позиций выявлено три типа поселений, ориентированных по ходу геоморфологических элементов: площадной (поселения конусов выноса), линейных (вдоль бровки поймы, вдоль русел балок и т.д.), линейно-площадной (поселения обширных долин, адаптированных под оба склона). В геоморфологическом отношении освоены главным образом склоны нижнего плато (41 — более 70% поселений), долины речных и балочных систем (50-70%).

Ключевые слова: Восточно-Донская гряда, Большая излучина Дона, балка, овраг, склон, речная долина, поселение, исторический памятник

Введение. В связи с развитием экологического и эстетического направления в науке, а также формированием её социальной направленности, за последние 20-30 лет сформировался научный интерес к оценке геоморфологических условий расселения

человека. В данном направлении известны труды, касающиеся размещения средневековых городищ в бассейне р. Оки (Евина, 2004; Лихачева, 2007), появления и развития селитьбы в Черноземной полосе ЕТР, Удмуртии и Крыму (Харченко, 2013, Кирил-

лова, 2013, Сахнова, Войтеховский, 2014). Для Нижнего Поволжья и бассейна среднего Дона подобные исследования мало известны и опосредованы историческими проблемами расселения человека. Ранее нами была предпринята оценка роли геолого-геоморфологических условий Большой излучины Дона в Волгоградской области в формировании системы расселения человека (Дедова, Селезнева, 2018). Рассматриваемая нами территория оценена как сложная в геоморфологическом отношении, но изобилующая большим количеством исторических памятников и поселений.

Материалы и методы. Большая излучина Дона несет следы как самых ранних человеческих культур, так и последних исторических событий. Здесь, в условиях довольно сложного рельефа и пестрого геологического строения важную роль в формировании памятников и поселений сыграли ландшафтообразующее, стратегическое и сакральное значение рельефа. Не смотря на длительную историю освоения, природные особенности территории обладают хорошей сохранностью, уникальностью, неповторимостью и поэтому благоприятностью военно-стратегической, эколого-геоморфологической обстановки и сакрально-эстетической привлекательностью.

Большая излучина Дона — интересное геоморфологическое образование Волгоградской области. Её границы и выделение были обоснованы нами ранее (Трофимова (Дедова), 2008). Мы связываем её образование с действием тектоно-литологического фактора, когда на данном участке Дон огибают растущие локальные структуры, выделяемые в теле Доно-Медведицкого вала, размывая сложно построенные литологические комплексы породы карбон-мезозо-

йского возраста (пески, опоки, глины, мел, песчаники), что обуславливает привлекательность её минерально-сырьевой базы, которая осваивалась человеком с далекого прошлого (Археологическая энциклопедия Волгоградской области, 2009). В её правобережной части известны месторождения известняка, фосфоритов, мела, охры; широко представлены проявления песчаника. Наиболее древними отложениями, выходящими на поверхность в центральной части Кременской излучины, являются породы среднего-верхнего карбона, представленные тёмноокрашенными известняками и доломитами, часто окремнелыми.

Значительная площадь Большой излучины Дона выполнена преимущественно отложениями мелового возраста. Это толщи писчего мела и мергеля туронского яруса, подстилаемого песками и песчаниками альб-сеномана. Контакт пород сеномана и турона прослеживается по эрозионным врезам оврагов и представлен выходами фосфоритового горизонта, а перекрытие прочной породой нестойкой способствует созданию причудливых экзогенных форм рельефа. К югу они сменяются терригенными отложениями сантонского и кампанского ярусов верхнего мела. Это песчаники, опоки и глины светло-серой и светло-коричневой окраски.

В геоморфологическом отношении территория является равниной, обладающей пластово-ярусным строением и представлена Восточно-Донской грядой. Её средняя высота составляет +180...+200 м, максимальная абсолютная высота отмечена в окрестности ст. Трехостровской +252 м. Верхнее плато ровное, плоское, это реликт морского дна (позднемайкопский трансгрессивный водоем). Его поверхность по-

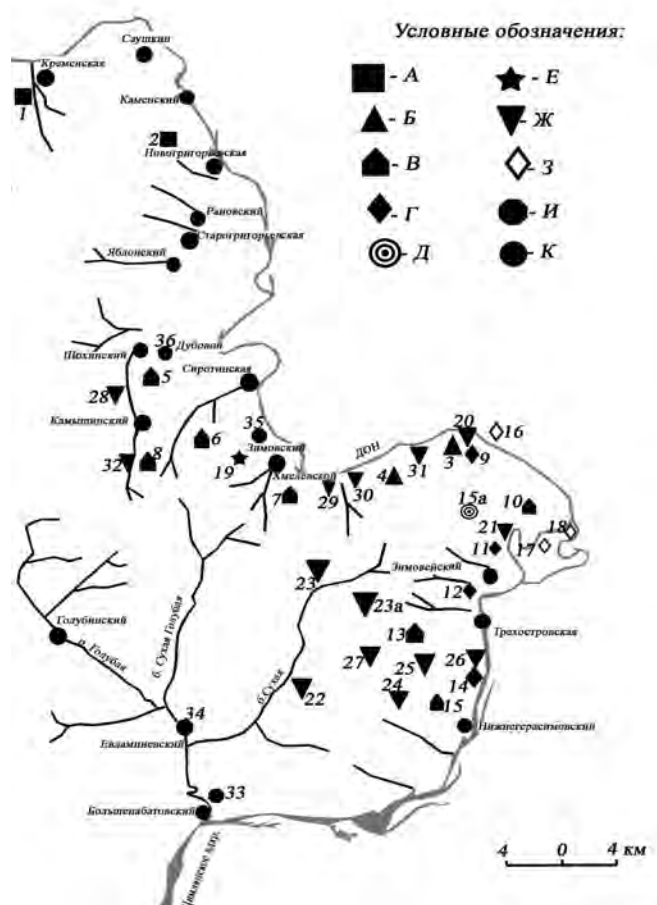


Рисунок 1. Размещение поселений и памятников в Большой излучине Дона (Дедова, Селезнева, 2018). Буквами обозначены поселения и стоянки: А — верхний палеолит; Б — неолит-энеолит; В — курганы бронзового века; Г — селища бронзового века; Д — Трехостровское святилище; Е — памятники раннежелезного века; Ж — казачьи поселения, существовавшие с XVIII до 40-х гг. XX вв.; З — средневековые казачьи городки; И — поселения, существовавшие с XVIII до 80-90-х гг. XX века; К — современные поселения. Цифрами на рисунке обозначены: 1. Стоянка Балка Селезнева002С 2. Стоянка Новогригорьевская, 3. Стоянка Задано-Авиловская, 4. Стоянка Репино, 5. Курганная группа у хут. Дубовой, 6. Курганная группа у ст. Сиротинская, 7. Курганы у хут. Хмелевской, 8. Курганы у хут. Камышинский, 9. Задано-Авиловское селище, 10. Курганы у хут. Хлебный, 11. Селище у хут. Хлебный, 12. Селище у хут. Зимовейский, 13. Курганы у ст. Трехостровская, 14. Селище у хут. Акатовский, 15. Курганная группа у хут. Нижнегерасимовский, 15а. Трехостровское святилище Бога Агни, 16. Иловлинский городок, 17. Панишин (Рыгин) городок, 18. Качалин городок, 19. Курганы у хут. Зимовский, 20. Хут. Задано-Авиловский, 21. Хут. Хлебный, 22. Хут. Бирючков, 23. Хут. Родионов, 24. Хут. Верхнегерасимовский, 25. Хут. Верхне-Акатовский, 26. Хут. Нижне-Акатовский, 27. Хут.Кисляковский, 28. Хут. Хохлачев, 29. Хут. Караицкий, 30. Хут. Подгорский, 31. Хут. Репин, 32. Хут. Камышинка, 33. Хут. Малонабатовский, 34. Хут. Евлампиевский, 35. Хут.Зимовский, 36. Хут.Дубовой.

Таблица 1. Геоморфологические условия размещения памятников истории и поселений в Большой излучине Дона (Дедова, Селезнева, 2018)

Эпоха	Геоморфологическое положение	Абсолютная высота, м	Уклоны земной поверхности, град.	Экспозиция склона
Каменный век	Склоны нижнего плато – 75%; Склоны нижнего плато с частичным выходом на донскую пойму – 25%	+30...+50 м – 25% +100...+120 м – 75%	0-0,5° – 25% 2-4° – 74%	Теневая экспозиция – 75% Междуречье – 25%
Эпоха бронзы – золотой орды	Нижнее плато – 41% Склоны балок – 50% Склоны верхнего плато – 9%	+50...+100 м – 40% +101...+150 м – 58% Свыше + 150 м – 2%	0-2° – 50% 2-4° – 43% 4-6° – 7%	Теневая экспозиция – 64% Солнечная экспозиция – 43% Междуречье – 3%
Казачьи городки	Пойма, пойменный остров – 100%	+30...+40 м	0-0,5° – 100%	–
Поселения, существовавшие с XVIII и исчезнувшие в середине XX в.	Балочные и речные долины, пойма – 63% Склоны нижнего плато – 19% Склоны верхнего плато и верховья балок – 18%	+30...+60 м – 60% +61...+120 м – 19% +130...+150 м – 25% Свыше 150 м – 6%	0-1° – 63% 1-5° – 35% 5-12° – 2%	Теневая экспозиция – 75% Солнечная экспозиция – 19% Междуречье – 6%
Современные поселения	Долины балочных и малых речных систем – 46% Склоны нижнего плато с выходом на донскую пойму – 46% Межбалочный водораздел – 8%	+30...+60 м – 36 % +61...+120 м – 64%	0-1° – 62% 1-5° – 38%	Оба склона или междуречье – 52% Теневая экспозиция – 38% Солнечная экспозиция – 10%

крыта песками и песчаниками олигоцен-миоцена. Нижний ярус рельефа образовался при разрушении верхнего яруса и перекрыт мощным плащом делювия. Формирование нижнего яруса связано с поздним миоценом-плиоценом, когда засушливые климатические условия способствовали активному протеканию эрозионных и склоновых процессов. Он имеет высоту +120...+150 м и

представляет собой слабо наклонную равнину, иногда круто обрывающуюся к Дону или пойме. Для Восточно-Донской гряды характерны как древние эрозионные формы (долины малых рек, балки), так и современные (овраги, промоины, рывины). Значительной протяженностью (около 10-12 км) обладают так называемые долинно-балочные системы, верховья которых — это балка, а около

50-60 % от общей длины — речная долина.

Эрозионная сеть отличается следующими географическими закономерностями в распространении: 1) для верхнего яруса Кэр составляет 0 км/км², что связано с отсутствием балок и оврагов; 2) уступ, разделяющий ярусы, обладает Кэр 1,9 км/км²; 3) для нижнего яруса Кэр составляет около 2,4 км/км²; 4) склоны наиболее крупных балок и речных долин имеют Кэр 3,4 км/км² (Геоморфология Волгоградской области, 2017).

Результаты. Развитие взаимосвязанных нижнего и верхнего ярусов рельефа, широкое развитие эрозионной сети, создающей ландшафтное разнообразие территории, способствовали давнему освоению Большой излучины Дона (рис. 1). Места проживания и деятельности человека от палеолита до настоящего времени формировались здесь под воздействием не только представленной ресурсной базы (выходы минерального сырья, наличие источников в балках, развитие разнотравных степей на плодородных почвах, служивших ценной кормовой базой для животноводства, обилие рыбных ресурсов), но и сакральных факторов (обожествление р. Дон, интерпретация излучины как символа цикличности, использование эрозионных останцов как мест упокоения), а также военно-стратегических (хороший обзор левого берега Дона, защищенность станиц обрывами берега и т.д.). В ходе историко-географического обзора нами было проанализировано расположение 49 поселений и памятников, из которых 4% относятся к стоянкам каменного века, 28% — к поселениям и сакральным памятникам эпохи бронзы, 6% — к захоронениям и селищам золотоордынского времени. Средневековых казачьих поселений выделено 3 (6%), и все они приурочены к XVII веку и локализованы в пойме.

С конца XVIII в. формируется станично-хуторской тип расселения, освоивший высокое правобережье (основная часть поселений и памятников — 56%). В результате было выявлено, что в отличие от предыдущих временных эпох увеличивается их доля на отметках свыше +150 м. Из них в начале XX в. насчитывалось 16 поселений с линейным типом расселения, 9 — веерообразным, 5 — площадным. С середины XX в до 70-х гг. с территории Большой излучины Дона исчезает 16 хуторов, а часть поселений (ст. Старогригорьевская, х. Яблонский, Саушкин, Нижнегерасимовский и т.д.) резко сокращают свою площадь. В настоящее время известно 15 станиц и хуторов с постоянным числом жителей.

Таким образом, для расселения человека в Большой излучине Дона характерны 4 основных этапа освоения её территории и природных ресурсов. Самым ранним этапом является период ранний палеолит — эпоха бронзы (около 100 000 лет назад — I тыс. до н.э.), второй этап связан с ранним железным веком — золотоордынским средневековьем (VIII в. до н.э. — XIII-XIV вв. н.э.), третий — освоение Большой излучины казачеством (XVI-XVIII вв.), четвертый этап — современный, характерный для XX в. Последний этап характеризуется сокращением поселений в Большой излучине Дона (ведение боевых действий в ходе Сталинградской битвы, укрупнение коллективных хозяйств в послевоенное время, миграции населения в города и крупные станицы и т.д.).

Анализ топографического расположения памятников и поселений указывает на освоение территорий, находящихся в диапазоне изогипс +100...+150 м до казачьего расселения (XVI-XVII вв.) — более 50% поселений, что было обусловлено хо-

зяйственно-бытовым укладом жизни и сакральным фактором. Казачьи городки и хутора изначально возникали в интервале изогипс +30 ... + 60 м (фактор укрытия в пойме или балочной системе). Современные хутора и станицы характеризуются преимущественным расположением на высотах +61...+120 м. Для донских поселений выделено три типа поселений, ориентированных по ходу геоморфологических элементов: площадной (поселения конусов выноса,), линейных (вдоль бровки поймы, вдоль русел балок и т.д.), линейно-площадной (поселения обширных долин, адаптированных под оба склона).

Литература

Археологическая энциклопедия Волгоградской области / Редкол.: А.С. Скрипкин (гл. ред.) [и др.]. – Волгоград: Изд-во ВГУ, 2009. – 334 с.

Брылев, В.А., Дедова, И.С., Дьяченко, Н.П. и др. Геоморфология Волгоградской области – М.: Планета, 2017. – 224 с.

Дедова, И.С., Селезнева, А.В. Геолого-геоморфологические условия Большой излучины Дона как факторы исторического расселения человека в ее границах. Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион // Естественные науки. – 2018. – №2 (198). – С. 59-68. DOI: 10.23683/0321-3005-2018-2-59-68

Евина, А.И. Геоморфологические условия возникновения городов в бассейне Верхней и Средней Оки в эпоху средневековья. Автореферат дисс. канд. геогр. наук – М.: Ин-т Географии, 2004. – 24 с.

Кириллова, А.В. Особенности геоморфологического положения памятников истории и архитектуры в Удмуртии / Геоморфологи. Новое поколение. / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Лихачева Э.А. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – Вып. 2. – С. 31-37.

Лихачева, Э.А. Экологические хроники Москвы – М.: Медиа-ПРЕСС, 2007. – 304 с.

Сахнова, Н.С., Войтеховский, Д.В. Геоморфологический фактор в развитии городов Крыма // Ученые записки Таврического национального университета имени В.И. Вернадского. Серия «География». – 2014. – Т. 27 (66). – №3. – С. 13-20.

Трофимов (Дедова), И.С. Формирование рельефа больших коренных излучин Волги и Дона (на примере Волгоградской области). Автореферат дисс. канд. географ. наук – М.: Ин-т Географии, 2008. – 24 с.

Харченко, С.В. Развитие представлений о рельефе как факторе ветрового микроклимата города / Геоморфологи. Новое поколение / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Лихачева Э.А. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – Вып. 2. – С. 38-45.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Друщиц В.А.

Геологический институт РАН, Москва, Россия, drouchits@ginras.ru

Аннотация. Рассмотрены преобразования рельефа древней, мезозойской коллизионной трансрегиональной морфоструктуры (Южно-Аньюйская сутура) в течение позднего кайнозоя. На основании литературных и картографических данных охарактеризовано влияние совре-

менных геодинамических и экзогенных процессов на развитие Южно-Аньюской сутуры на неотектоническом этапе развития. Она остается пограничной унаследованной морфоструктурой на континенте и переходит пограничную межплитную структуру в море Лаптевых (Бельковско-Святоносский рифт). В области шельфов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Берингова сатура погружается под воду и покрывается чехлом верхнекайнозойских отложений, нивелирующим ее допозднекайнозойский рельеф. На большей части своего протяжения она находится под влиянием современных геодинамических процессов, сопровождается молодыми вулканами и землетрясениями. Современный облик рельефа Южно-Аньюской сутуры формируется также рельефообразующими процессами, характерными для арктических и субарктических зон.

Ключевые слова: Южно-Аньюская сатура, моря Лаптевых, Восточно-Сибирское Берингово, поздний кайнозой, рельефообразующие процессы

Южно-Аньюская сатура (ЮАС) — мезозойский коллизионный шов (трансрегиональная морфоструктура), который прослеживается по шельфу Берингова моря, пересекает Чукотскую область и почти половину южной части Восточно-Сибирского моря и продолжается в море Лаптевых. ЮАС разграничивает мезозойские складчатые системы Верхоянья и Новосибирско-Чукотские. В раннем мелу закрывается обширный Прото-Арктический океан и превращается в остаточный и закрывающийся Южно-Аньюский турбидитовый бассейн, развитие которого завершилось формированием покровно-складчатой структуры в готериве-барреме. Положение западных и восточных границ этой морфоструктуры является дискуссионным вопросом. По всей вероятности, на западе ЮАС находится в зоне взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (Бельковско-Святоносский рифт), а на востоке — Северо-Американской и Тихоокеанской (Соколов и др., 2015; Савин, 2019).

Фрагменты ЮАС обнаружены и исследованы в обнажениях о. Большой Ляховский в междуречье рек Большой и Малый Анюй (здесь ее ширина может достигать 20

км), бассейне р. Матачингай, вблизи вершины залива Креста. От залива Креста до рек Большой и Малый Анюй сатура маскируется образованиями Охотско-Чукотского мелового вулканоплутонического пояса (Соколов и др., 2015; Ledneva et al., 2018). Субаквальная часть ЮАС (в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском) достаточно достоверно определяется по данным геофизических работ. В море Лаптевых она протягивается к западу от островов Ляховских и Анжу. На широте о. Котельный фиксируется протяженность этой структуры около 400 км. Здесь мощность верхнекайнозойских отложений — почти 1000 м (Бургуто и др., 2016; Савин, 2019). На траверсе Индигирского залива ЮАС протягивается в сторону моря на 70 км, мощность осадочного чехла ≤ 2000 м (Drachev et al., 2018).

Данный мезозойский коллизионный шов испытал многочисленные перестройки и преобразования рельефа на неотектоническом этапе развития. Западная и восточная части этой трансрегиональной морфоструктуры принадлежат пассивным континентальным окраинам. С позднего олигоцена юго-восточная часть моря Лаптевых и юго-западная часть Восточно-Сибирского

моря и вместе с ними ЮАС постепенно погружаются. После позднего миоцена формирование рельефа находится под влиянием трансгрессивно-регрессивных циклов, в перигляциальных условиях. На акватории Восточно-Сибирского моря морфоструктура сохраняет положительные формы. В восточной части ЮАС в позднем олигоцене начинает формироваться впадина Анадырского залива. Предполагаемое протяжение ЮАС от о. Св. Лаврентия до залива Креста остается сушей вплоть до раннего плиоцена. В неоплейстоцене рельеф ЮАС (внутренний шельф) сглаживается деятельностью трансгрессий и регрессий, во время последних активизируется деятельность ледников Чукотского п-ова (Атлас «Шельфы...», 1991).

С позиций современной геодинамики

западная и восточная ее части расположены в области растяжения, а центральная (от Новосибирских островов до Восточной Чукотки) — в области тектонически нейтрального напряженного состояния (Levi, 2014). В миоцене в море Лаптевых (Бельковско-Святоносский рифт), по ослабленной тектонической зоне (ЮАС), усиливается спрединг, видимо, фиксируя дивергентную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. ЮАС на акватории Восточно-Сибирского моря ограничена современными активными разломами (Имаева и др., 2017; Савин, 2019; Drachev, 2018). Начиная с плиоцена рельеф континентальной части, на юге Чукотского п-ова, формируется в обстановке сжатия. В результате образуются сводовые и сводово-блоковые поднятия. ЮАС начинает свое

Таблица 1. Характеристики проявления рельефообразующих процессов по протяжению ЮАС

Регионы	Бельковско-Святоносский рифт (западная часть)	Восточно-Сибирское море, внутренний шельф	Континентальная часть	Берингово море (восточная часть)
Показатели				
Мощность осадков позднего кайнозоя (м)	1500-2000	500	0-300	≤500
Магнитуда землетрясений	5-7	4-5	≤6	4-5
Амплитуда вертикальных движений (м)	-200	-50... -200	0... -100 (Колымская низменность), 200-500 (Чукотка)	+50... -200
Скорость вертикальных движений (мм/год)	-4,9... -2,0	3,1-4,0	10-12	-2... -4
Вулканизм			Анхойские вулканы	о. Св. Лаврентия, Энмеленские и Мелитвеевские вулканы Чукотки
Гидрологическое особенности	Субмеридиональная цепь стамух	Массив стамух	Наледи в бассейнах рек Малый и Большой Анхой	Полынья к югу от о. Св. Лаврентия

континентальное распространение с грабенообразной впадины залива Креста, которая испытывает опускание. Установлено унаследованное развитие молодых надвиговых структур от более древних (Брянцева, 2013). Установлены горизонтальные движения для Северо-Американской и Берингийской плит (Имаева и др., 2017).

На основании литературных источников (Голубев, 2006; Карта амплит..., 2007, Карта соврем..., 2007, Горбунов и др., 2008, Малышева и др., 2012, Баранская, 2015, Буругуто и др., 2016, Имаева и др., 2017, Певзнер и др., 2017) построена таблица (табл. 1) по некоторым численным показателям, характеризующим процессы рельефообразования.

Извержения вулкана сформировали лавовые потоки на севере о. Св. Лаврентия, который принадлежит к южной окраине микроконтинента Чукотка — Северная Аляска и северной границе ЮАС (Mukasa et al., 2007). Энмеленская (3,9-10,7 млн лет) и Мелитвеевская (6,5-10,0 млн лет) группы вулканов (юго-восток Чукотского п-ова) приурочены к северной границе ЮАС. В области наиболее хорошо изученной части Южно-Аннуйской сутуры, проявляется позднекайнозойский внутриплитный вулканизм (Аннуйская группа вулканов, 0,8-0,01 млн лет). Вулканические постройки представлены конусами и протяженными (до 56 км) лавовыми потоками, заполняющими речные долины (Певзнер и др., 2017).

Переломным этапом в развитие ЮАС становится плиоценовое время. В акваториях доминируют процессы аккумуляции, что приводит к выравниванию рельефа. Тектонические деформации редко затрагивают четвертичный чехол на шельфе. На суше преобладают восходящие движения. Глобальное похолодание создает условия для формирования криолитозоны, центров оледенения на суше и морского ледового покрова. Современный рельеф формировался

и формируется, помимо тектоники, деятельностью ледников и различного вида денудационными и эрозионными процессами, характерными для арктического и субарктического климата. В горных районах в результате таяния ледников возможно проявление процесса гляциоизостазии. На равнинах при пассивной новейшей тектонике (в пределах отдельных блоков) сохраняются аналоги перигляциальных обстановок, что создает условия для консервации массивов реликтовых (едома) осадочных комплексов. Землетрясения могут вызывать крупные осыпи и обвалы. Осадки позднего кайнозоя отлагаются в речных долинах, впадинах и озерных котловинах (Друщиц, 2019).

Стоит упомянуть, что большая часть ЮАС находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Современный рельеф формируется с участием процессов солифлюкции, термокарста, термоабразии и термоэрозии. В проливе Дм. Лаптева, в восточной части находится банка Диомида, которая могла образоваться за счет сохранения положительного рельефа ЮАС с последующим выходом на дневную поверхность, на о. Большой Ляховский. Скорости отступления южного берега пролива за счет термоабразии ледового комплекса (едомы) могут достигать 15-20 м/год (Дударев, 2016).

Следует отметить процессы гидрогенной природы, оказывающие прямое или косвенное влияние на рельеф. В долинах рек Большого и Малого Анюя, в зоне коллизионного шва, немаловажное рельефообразующее значение имеют наледы, образованные речными и грунтовыми водами. Часть наледей обусловлена выходами на поверхность подмерзлотных вод, использующих зоны неотектонических разломов под руслами (Малышева и др., 2012). Для арктических морей характерно развитие припайных льдов, торосов и как следствие об-

разование стамух. На внутреннем шельфе Восточно-Сибирского моря, в проливе Дм. Лаптева и далее, к северу по простираанию сутуры, распространены стамухи. Наиболее плотно они покрывают поверхность береговой зоны в Восточно-Сибирском море над ЮАС. Экзарация дна киями стамух в голоцене составляет 0,02-0,03 мм/год (Гордеев и др., 2008).

Одним из факторов, оказывающим косвенное влияние на захоронение ЮАС, является существование обширной полыньи на юге о. Св. Лаврентия. Оно сказывается на интенсивности аккумуляции органического вещества (Cooper et al., 2002).

Древний коллизионный шов (117-105 млн л.) является протяженной субширотной трансрегиональной морфоструктурой, которая прослеживается от моря Лаптевых до Берингова и далее к Аляске. В общих чертах рельеф этой морфоструктуры в позднем кайнозое сформировался под действием эндогенных процессов глобального характера, которые проявляются в вертикальных и горизонтальных движениях, сейсмичности и вулканизме. Континентальная часть ЮАС наследует древний рельеф и поднимается, находясь под действием эрозионных рельефообразующих процессов, характерных для горных стран полярных областей. В субаквальных пространствах древний рельеф коллизионного шва погружается и выравнивается чехлом позднекайнозойских осадков. Однако, может сказываться на образовании мелководий на шельфе (пролив Дм. Лаптева).

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН «Тектоника, магматизм и осадконакопление в геологической истории арктической и тихоокеанской континентальных окраин Северо-Востока Азии» (№ в плане НИР 0135-2019-0078).

Литература

Атлас палеогеографических карт «Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое» – Лландидно, Великобритания, 1991. – 129 л.

Баранская, А.Т. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики. Дисс. к. геол.-мин. н. – СПб. ГУ, 2015. – 255 с.

Брянцева, Г.В. Новейшие орогенные структуры северной части Чукотского п-ова / Динамическая геология в XXI веке: проблемы и перспективы. Материалы всероссийской конференции. – М.: Изд-во Перо, 2013. – С. 8-9.

Бургуто, А.Г., Дорофеев, В.К., Рекант, П.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 — о. Столбовой, S-54 — Ляховские о-ва. Об. зап. – СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2016. – 300 с.

Голубев, В.М. Формирование Берингова моря и Тихого океана в свете системной геотектоники. Автореф. дис. к. геол.-мин. н. – СПб., 2006. – 34 с.

Горбунов, Ю.А., Лосев, С.М., Дымент, Л.Н. Стамухи моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – №2 (79). – С. 111-116

Друщиц, В.А. Геологическое развитие рифтовых и шовных морфоструктур Северо-Востока России в квартере // Бюлл. комис. по изуч. четв. периода. – 2019. – №77. – С. 110-120. DOI:10.34756/GEOS.2019.4.77-7

Дударев, О.В. Современный морфолиогенез на Восточно-Арктическом шельфе России. Дис. д. геол.-мин. н. – Владивосток, 2016. – 387 с.

Имаева, Л.П., Гусев, Г.С., Имаев, В.С. и др. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // Геодинамика и тек-

тонофизика. – 2017. – Т. 8. – №4. – С. 737-768

Карта амплитуд новейших тектонических движений России / Национальный атлас России. 2007. Т. 2. М-б 1:30 000 000. Отв. ред. Г.Ф. Кравченко. – ПКО Картография

Карта современных вертикальных движений земной коры России / Национальный атлас России. 2007. Т. 2. М-б 1:15 000 000. Отв. ред. Г.Ф. Кравченко. – ПКО Картография Карта.

Малышева, Г.М., Исаева, Е.П., Тихомиров, Ю.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 — Марково. Объяс. зап. – СПб.: Карт. фаб. ВСЕГЕИ, 2012. – 226 с.

Певзнер, М.М., Герцев, Д.О., Федоров, П.И. и др. Анюйский вулкан на Чукотке: возраст, строение, особенности состава пород и извержения // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – №1. – С. 25-59.

Савин, В.А. Строение земной коры осадочных бассейнов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского по данным геофизического моделирования. Дис. к.г.-ол.-мин.н. – СПб., 2019. – 128 с.

Соколов, С.Д., Тучкова, М.И., Ганелин, А.В. и др. Тектоника Южно-Анюйской

сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. – 2015. – №1. – С. 5-30.

Cooper, L.W., Grebmeier, J.M., Larsen, I.L. et al. Seasonal variation in sedimentation of organic material in the St. Lawrence Island polynya region, Bering Sea – Mar. Ecol. Prog. Ser., 2002. – V.226. – P. 13-26.

Drachev, S.S., Mazur, B.S., Campbell, D.S. et al. Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling results // J. of Geodynamics. – 2018. – V. 119. – P. 123-148.

Ledneva, G.V., Bazylev, B.A., Moiseev, A.V. Ophiolitic Complex of the Matachingai River on Eastern Chukotka: Fragment of Lithosphere in Mesozoic Back-Arc Basin // Geotectonics. – 2018. – Vol. 52. – №4. – P. 54-77.

Levi, K.G. Geodynamic activity of the lithosphere and problems of tectonophysics — outlook after 35 years // Geodynamics & Tectonophysics. – 2014. – 5 (2). – P. 527-546.

Mukasa, S.B., Andronikov, A.V., Hall, C.M. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and eruption rates of Cenozoic volcanism in the eastern Bering Sea Volcanic Province, Alaska // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – P. 1-18. B06207 doi:10.1029/2006JB004452.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ТРАНСПОРТНЫХ СИСТЕМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ (НА ПРИМЕРЕ ПУТИ ИЗ ВАРЯГ В ГРЕКИ)

Евдокимов В.И.

*Московский городской педагогический университет, Москва, Россия,
vladimevdokim@yandex.ru*

Аннотация. Проведённый анализ: геоморфологический, исторический, инженерный показывает невозможность маршрута Пути из варяг в греки из Балтики в Чёрное море. Этот же анализ позволил определить исходный маршрут ПВГ как путь из Верхневолжья в Азовское море. На нём были образованы древнерусские города Новгород и Киев, а затем Москва. Маршрут Пути из варяг в греки из Балтики в Чёрное море составлен и внедрён в начале

XVIII в. с целью легитимизации новой столицы России, города Санкт-Петербурга.

Ключевые слова: Низменные коридоры на Восточно-Европейской равнине, Путь из варяг в греки, инженерно-геоморфологический анализ, исторические особенности, сплавное судоходство, плоскодонные речные суда

Восточно-Европейская равнина занимает почти половину площади Европы (4 млн км²) расположена на Восточно-Европейской платформе и представляет собой сочетание низменностей и возвышенностей. Её абсолютные высоты (не более 350 м), тысячекилометровые расстояния определяют равнинный характер рек, их протяжённость; геологические условия и климат — смешанный характер питания (грунтовое, дождевое, снеговое), ярко выраженное половодье.

На Восточно-Европейской равнине имеются три широких, протянувшихся, в целом, с севера на юг низменных коридора. Это хорошо заметно в южной части равнины — здесь эти коридоры расположены: между Приднепровской и Среднерусской возвышенностями (далее К-1), между Среднерусской и Приволжской возвышенностями (К-2) и между Приволжской возвышенностью и Уралом (К-3).

Рассматривая транспортную проницаемость Восточно-Европейской равнины при освоении человеком географической среды, следует обратить внимание на то, что транспортные пути — это однозначно реки. Судоходство по ним до сер. XIX в. было сплавным, а используемые плавсредства — плоскодонными, речными (суда класса «река-море» появились только во 2-й половине XX в.). Таким образом магистральные транспортные коридоры должны были использоваться, главным образом, как реки, по которым сплавом движутся плоскодонные суда.

Из названных трёх коридоров наиболее известен К-1 и расположенный в нем

«Путь из варяг в греки» (ПВГ), являющийся становым хребтом русской государственности, опирающейся на Византию. Он описан ещё в «Повести временных лет» (далее ПВЛ) (Повесть..., 1991), а проходил так: Балтийское море → река Нева → Ладожское озеро → река Волхов → озеро Ильмень → река Ловать → волоки → река Днепр → Чёрное море → Царьград. Вторым источником, повествующим о ПВГ, является книга, приписываемая Константину Багрянородному (Багрянородный, 1991). В ней рассказывается о ежегодных путешествиях киевлян из Киева в Царьград и обратно. Других источников нет.

Инженерно-геоморфологический анализ ПВГ, описанного в ПВЛ, показывает: путь по рекам, озёрам и морям на одном плавсредстве невозможен, путь по Неве, Волхову и Ловати против течения невозможен, преодоление порогов на Волхове и на Днепре невозможно, два волока (из Ловати в Зап. Двину и из Зап. Двины в Днепр) — бессмысленны, если есть возможность подняться против течения Зап. Двины (а её нет). Описание путешествий киевлян фантастично: отправление в путь в июне, в межень, тогда же преодоление Днепровских порогов, на тех же судах плавание по морю и возвращение с преодолением порогов уже против течения.

Невозможность ПВГ показывали и ранее (Бернштейн-Коган, 1950; Звягин, 2008), однако, они этим и ограничивались. Исследователи не ставили вопроса о существовании исходного ПВГ и его возможной фальсификации путём создания новой лока-

ции. А мы обратимся к ситуации на Восточно-Европейской равнине и попробуем выяснить — существовал ли ранее иной путь, определивший государственность Руси, и был ли это Путь из варяг в греки?

Понятно, что из рассмотрения К-3 надо исключить, несмотря на благоприятные условия судоходства, так как мощного цивилизационного центра в Прикаспии нет. Остаётся К-2: Верневолжье — Окско-Донская равнина. И здесь, действительно, существовал хорошо известный средиземноморский (Тихомиров, 1991) торговый путь из Москвы в Царьград. Он осуществлялся так: в начале половодья, в апреле путешественники отправлялись из Москвы на плоскодонных судах по Москве-реке, выходили в Оку у Коломны, доходили до устья р. Прони, откуда начиналась система волоков на Дон (Евдокимов, 2015), спускались вниз по Дону и прибывали в Азов. Так, митрополит Пимен в 1389 году, отправившись из Москвы в Царьград на трех стругах и одном насаде 13 апреля, прибыл в Азов 26 мая (Прокофьев, 1984). Там пересел на морское судно, на котором и прибыл в Царьград. И таких путешествий Пимен совершил три.

Этот путь можно назвать «в Греки». А где тогда Варяги? Варяги располагались в Верхневолжье. Там, близ Ярославля, до сих пор существует обширное Варегово болото, по разные стороны от которого находятся населённые пункты: Варегово, Старое Варегово и Лесное Варегово. Варяги вообще это не народ, а образ жизни, и названий у них много, например: викинги, норманны, готландцы, англы, *русь* (Повесть..., 1991). Там, в Верхневолжье и жили варяги-русь. И не просто жили, а дали название первому русскому государству — Русскому каганату (Смирнов, 1928).

Чтобы попасть в Царьград из Ярославля надо выйти в Москву-реку. Путь этот давно известен — это Великая Дорога «Ярославль — Москва». Осуществлялась она ранее как зимний, санный путь по маршруту: Ярославль → Ростов Великий → Переславль Залесский → Сергиев Посад → Москва. Почему на Москву? Потому что здесь: западный край практически непроходимой Мещёрской низменности (а это сосновые леса — прекрасный конструкционный материал для строительства плавсредств) и река, на берегу которой можно строить суда, на которых с наступлением половодья и отправляться в путь.

Итог: Путь из варяг в греки существовал. Он состоял из трёх отрезков: 1. Из Верхневолжья (варяги) до Москвы санный путь; 2. Из Москвы до Азова — сплавной путь по рекам на плоскодонных судах: р. Москва → р. Ока → р. Проня → волоки → р. Дон; 3. Из Азова в Царьград (греки) на морском парусном судне.

ПВЛ упоминает о древнейших русских городах, располагавшихся на ПВГ — Новгороде и Киеве. Так как ПВГ из Балтики в Чёрное море не существовал, то Новгород-на-Волхове и Киев-на-Днепре под это определение не подходят. Новгород — это Ярославль, о чём местным краеведам известно ещё с XIX в. (Никольский, 1859). Что касается до Киева, то мы считаем, что он располагался на р. Оке, там, где сейчас находится археологический заповедник «Старая Рязань», и был известен как Куява, Кутаба, Кунаба, Кукияна и т.п. Царь Батый, объединявший под своей рукой раздробленную Русь, разрушил его до основания как город-конкурент своей единоличной власти. В истории этот эпизод описывается как взятие Батыем Рязани в 1237 году.

Почему же ПВГ был перенесён (рис. 1)

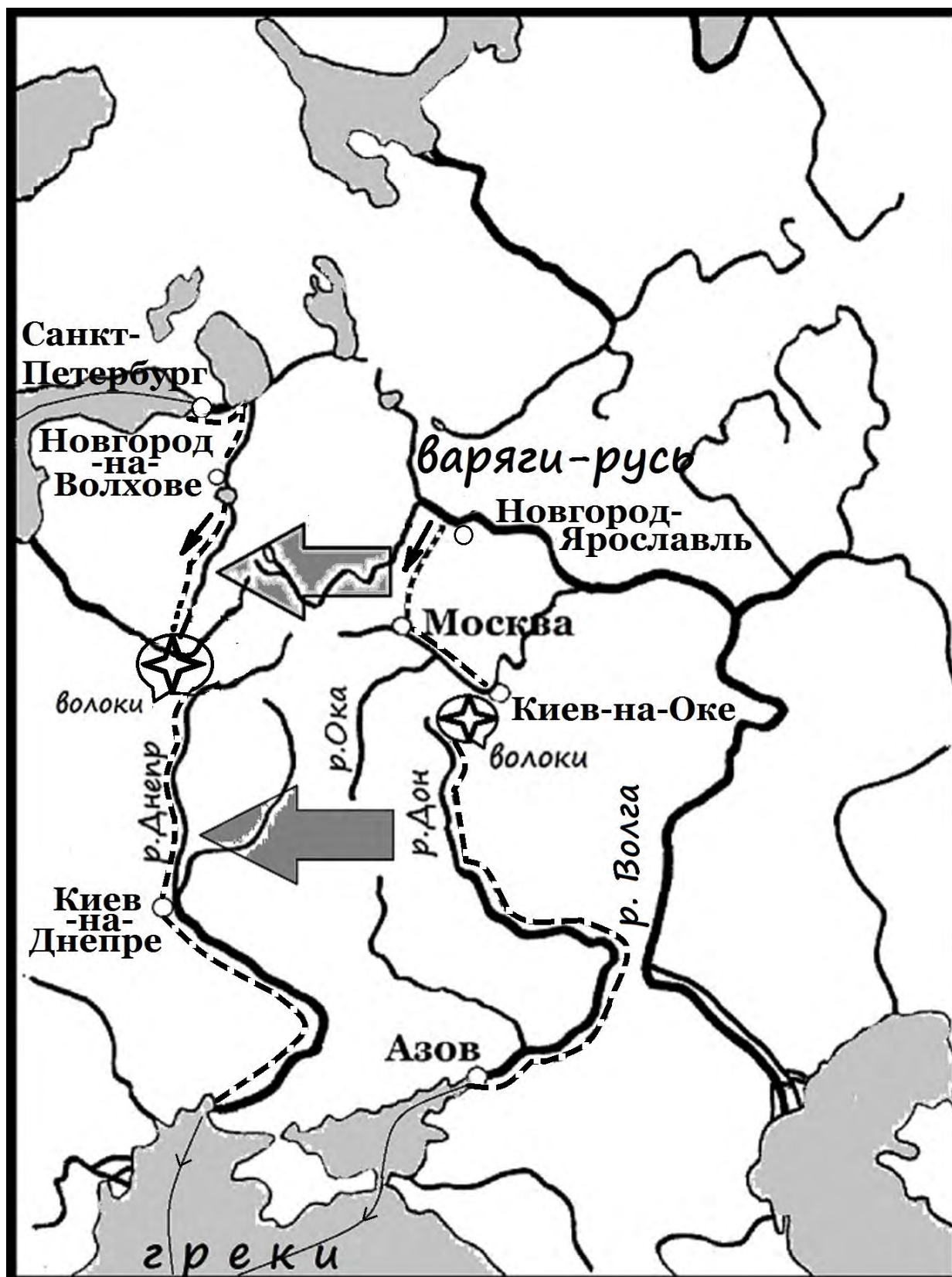


Рисунок 1. Перемещение в исторических источниках XVIII-XIX вв. Пути из варяг в греки на запад с целью легитимизации Санкт-Петербурга как столицы России

на запад (благо геоморфологические условия оказались сходными, а очертания пути параллельными), и память об истинном положении дел была столь сильно впоследствии искажена? Дело объясняется тем, что в 1703 г. столицей России был объявлен Санкт-Петербург, для исторического обоснования чего и была создана новая локация ПВГ и назначены на ней якобы летописные города: Новгород, расположенный в глухих местах и всегда игравший пограничную роль в русском государстве, и Киев — селение на перевозе через Днепр (Киев перевоз), впоследствии — малозаметный город на южной окраине Вел. Княжества Литовского.

Дальнейшие исторические и топонимические искажения сильно утвердили это положение, однако, современным инженерно-географическим, в том числе, геоморфологическим, гидрологическим, логистическим, и др. условиям оно не соответствует.

Литература

Багрянородный Константин. Об управлении империей — М.: Наука, 1991. — 496 с.

Бернштейн-Коган, С.В. Путь из варяг в греки // Вопросы географии. Сб. 20. Историческая география СССР. — 1950. — С. 73-98.

Евдокимов, В.И. Геоморфологические особенности Окско-Донского междуречья и организация водно-волокового пути Москва — Царьград / Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. Материалы конференции. — М., 2015. — С. 317-319.

Звягин, Ю.Ю. Путь из Варяг в Греки — тысячелетняя загадка истории — М.: ВЕЧЕ, 2008. — 286 с.

Путеводитель по Ярославской губернии / сост. Ф. Никольский. — Ярославль, 1859. — 380 с.

Повесть временных лет / Перевод Д.С. Лихачева. Под редакцией В.П. Адриановой-Перетц. — СПб.: Наука, 1991. — 670 с.

Книга хождений. Записки русских путешественников. XI-XV в. / сост. Н.И. Прокофьев. — М.: Советская Россия, 1984. — 447 с.

Смирнов, П.П. Волзький шлях і стародавні Руси — Киев: Изд-во УАН, 1928. — 230 с.

Тихомиров, М.Н. Древняя Москва XII-XIV вв. Средневековая Россия на международных путях. XIV-XV вв. — М.: Московский рабочий, 1992. — 318 с.

РЕЛИКТОВЫЙ КРИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ СЕВЕРА КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н., Деркач А.А., Яковенко А.К.,
Джавахашивили П.С., Смирнова В.В., Смирнова С.В., Иоч М.Э.,

Омельченко Ю.Г.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
eremenkoeaig@gmail.com

Аннотация. По данным полевого обследования и на основе анализа космических снимков выделены основные типы реликтового криогенного рельефа северной части Калининградского полуострова — полигонально-блочный рельеф, термокарстовые западины разного размера и делли. Криогенный рельеф территории имеет позднеплейстоценовый возраст, деградация мерзлоты в конце последнего ледникового максимума и в начале голоцена привела к форми-

рованию криогенной морфоскульптуры на междуречных пространствах. Среди крупных криогенных форм на территории существовали инъекционные бугры пучения, после деградации мерзлоты на их месте остались крупные термокарстовые западины. Реликтовый криогенный рельеф во многих случаях влияет на плодородие почв междуречных пространств, а также направление стока на водосборах.

Ключевые слова: реликтовая криогенная морфоскульптура, многолетняя мерзлота, валдайское оледенение, термокарст, делли

Введение. Строение рельефа Калининградской области во многом предопределено историей палеогеографического развития региона в позднем плейстоцене и первой половине голоцена. В геоморфологическом строении северной части Калининградского полуострова выделяются участки позднеплейстоценовых ледниково-аккумулятивных равнин и обширные голоценовые морские террасы (в восточной части территории). Формы ледникового и водно-ледникового рельефа хорошо сохранились и лишь частично преобразованы деятельностью флювиальных и склоновых процессов в послеледниковое время. Ледниковый и водно-ледниковый рельеф территории является позднеплейстоценовым реликтом в геоморфологическом портрете региона, однако не только они свидетельствуют о недавнем ледниковом прошлом этой территории. Повсеместно на поверхностях ледниковой, водно-ледниковой и морской аккумуляции распространен реликтовый криогенный микро- и мезорельеф, образованный в результате деградации мерзлоты в конце плейстоцена и начале голоцена, детально в литературе не описанный. По современным представлениям (Vandenberghе et al., 2014) регион располагался в области развития многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене, и на соседних территориях ее фрагменты вскрыты скважинами на глубине около 350 м, в частности, в северо-вос-

точной Польше (Szewczyk, Nawrocki, 2011). Выполненные исследования реликтовой криогенной морфоскульптуры (РКМ) северной части Калининградского полуострова представляют первый шаг в изучении спектра присущих форм и их влияния на развитие современных геоморфологических процессов.

Материалы и методы исследования. В основу работы положены результаты полевого обследования территории, выполненного в ходе экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии в Калининградскую область в январе-феврале 2020 года. РКМ описана в ходе геоморфологического картографирования в масштабе 1:25 000, выполнено детальное описание и профилирование серии типовых разновидностей реликтовых криогенных форм. Для составления карты распространения РКМ на изученной территории проведено дешифрирование космических снимков из открытых источников.

Основные этапы позднеплейстоцен-голоценовой истории развития рельефа территории. Изучаемый регион перекрывался ледниковым щитом во время максимума последнего оледенения (LGM). Краевая часть лопасти ледника на рубеже его максимального распространения была слабо расчленена на языки, сохранившиеся краевые образования представлены небольшими разрозненными конечно-моренными грядами. После отступления ледника

образовалось Южно-Балтийское ледниковое озеро, которое распространялось и на Калининградскую область. Этот водоем существовал около тысячи лет, для него были характерны многократные и сильные колебания уровня воды, связанные с подпруживанием водоема ледником с севера и изменениями абсолютной высоты порогов стока (Геология Балтийского моря, 1976). Постепенно расширяясь вследствие таяния ледника, Южно-Балтийский ледниковый бассейн превратился в более обширное Балтийское ледниковое озеро 12,2-11,8 тыс. л.н. (Блажчишин, 1986). В периоды уменьшения стока талых вод, связанных с ослаблением таяния ледника, в бассейн Балтийского ледникового озера могли вторгаться морские воды. Продолжавшееся отступление края ледника к северу вызвало быстрый спуск вод озера (Объяснительная записка..., 2011). С этого момента около 11,6 тыс. л. н. (Кузнецов, Субетто, 2019) через образовавшийся Средне-Шведский пролив в бассейн стали поступать морские воды. Это событие считается началом формирования морского бассейна, названного Иольдиевым морем (Блажчишин, 1986). В связи с изостатическим поднятием в области Средне-Шведского пролива и его закрытием Иольдиевое море постепенно превратилось в Анцилово озеро. Около 7,5-8 тыс. л.н. вследствие тектонического опускания в западной части Балтики связь с океаном возобновилась и сформировалось Литориновое море, существовавшее около 3,5-4 тыс. лет.

В рельефе изучаемой территории выделяются поверхности ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции (конечно-моренные гряды, а также холмисто-западинная и пологоволнистая ледниковая равнина, сложенная донной и абляцион-

ной мореной). Мощность позднеплейстоценовой (балтийской) морены составляет от первых метров до первых десятков метров, представлена она, преимущественно, супесью с обильным включением обломочного материала размером от дресвы и гравия до крупных глыб и валунов. Поверхности моренной аккумуляции разделяются ложбинами стока талых ледниковых вод, днища которых сложены песками и супесями с включением обломочного материала. В восточной части территории выделена плоская морская аккумулятивная равнина, сложенная голоценовыми осадками пестрого состава — суглинками, глинами, супесями и песками. Касательно возраста данной поверхности в литературе нет единого мнения, однако ясно, что она была образована после отступления валдайского ледника (имеющиеся сведения свидетельствуют, скорее, о том, что она образовалась в эпоху литориновой трансгрессии, по Björck, 1995).

В период последнего ледникового максимума многолетняя мерзлота была распространена на обширных пространствах в Европе: южная граница ее проводится примерно по широте Альп (Vandenberghe et al., 2014). Деграция многолетней мерзлоты происходила по мере таяния ледника в конце позднего плейстоцена и начале голоцена. По некоторым данным (Szewczyk, Nawrocki, 2011) фрагменты многолетне-мерзлых толщ сохраняются на севере Центральной Европы и до сих пор, залегая на глубинах в первые сотни метров под талыми осадочными породами.

Результаты и обсуждение. Описанный комплекс РКМ на севере Калининградской области включает в себя реликтовые формы полигонально-блочного рельефа, термокарстовые западины разного размера, а также

делли — ложбины, образованные на пологих склонах в результате неравномерной солифлюкции. Разные виды РКМ встречаются на междуречных поверхностях разного генезиса (и на ледниково-аккумулятивной равнине, и на морской террасе), сложенных рыхлыми отложениями разного воз-

раста (рис. 1). Идентификация РКМ в ходе дешифрирования космических снимков существенно затруднена в пределах лесных угодий и селитебных пространств и может быть уверенно осуществлена лишь в пределах сельскохозяйственных земель. На составленной крупномасштабной карте

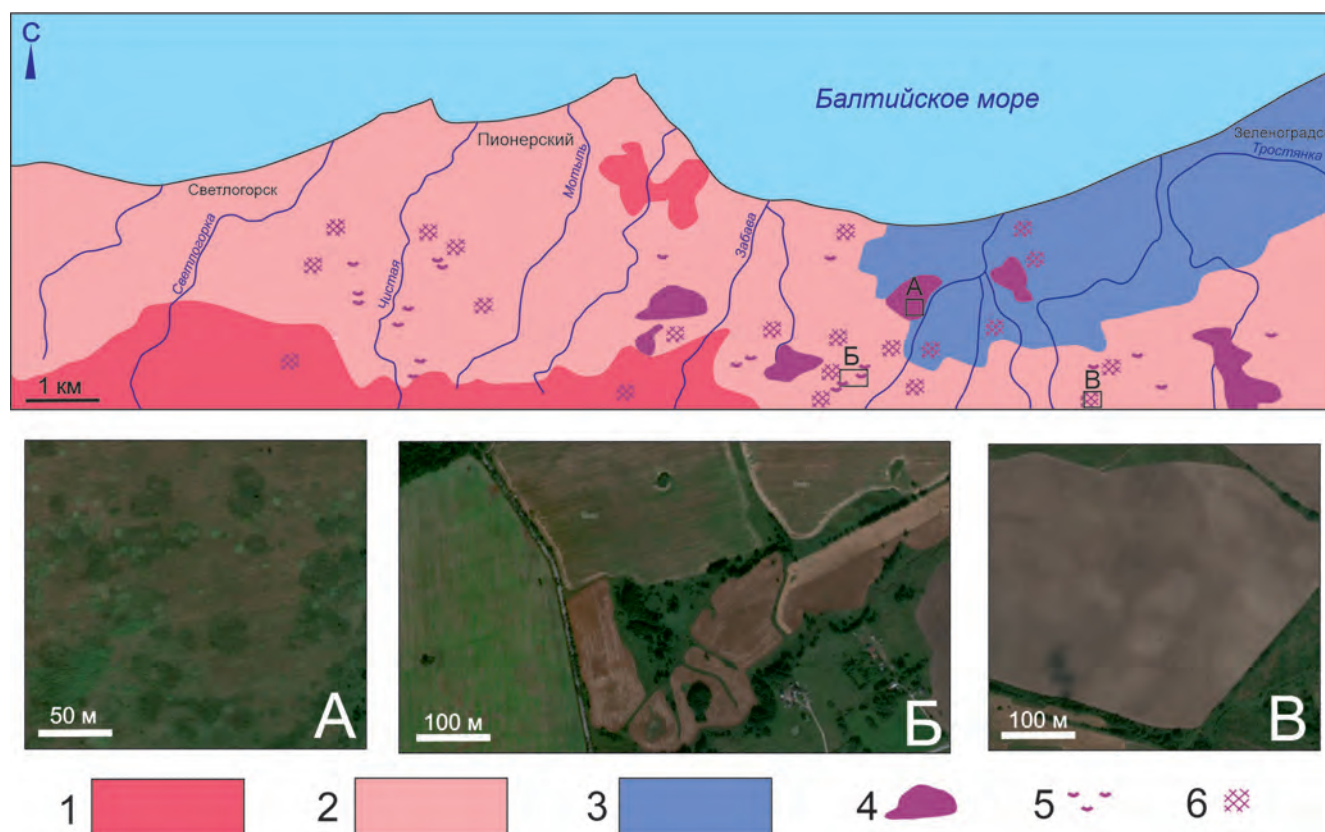


Рисунок 1. Выявленные участки распространения реликтового криогенного рельефа: 1 — краевые моренные образования позднеплейстоценового возраста, 2 — холмисто-западинные и пологоволнистые равнины, сложенные донной и абляционной позднеплейстоценовой мореной, 3 — морские террасы голоценового возраста, 4 — области развития мелких термокарстовых западин, 5 — отдельные крупные термокарстовые западины, 6 — участки развития реликтового полигонально-блочного рельефа.

(рис. 1) отображены участки распространения полигонально-блочного и западинного (термокарстового) рельефа, оконтуренные при полевом обследовании и в ходе дешифрирования снимков. При этом, реальное число участков развития РКМ в пределах изучаемой территории, скорее всего, боль-

ше зафиксированного нами в ходе работ.

Полигональный тип рельефа представлен мерзлотными полигонами, которые четко прослеживаются на распаханной поверхности моренных холмов и днищ крупных ложбин стока, а также на плоской поверхности морской террасы. Размер по-

лигонов изменяется в широких пределах — от 15-25 м до 60-80 м (рис. 1В). В рельефе межблочные повышения и разделяющие их ложбины практически не выражены и лишь иногда маркируются растительностью на пахотных угодьях. На обследованной территории выявлена слабая связь между размерами полигонов и геоморфологической позицией участков их развития. В частности, наиболее крупные полигоны (до 80 м в поперечнике) и хорошо выраженные (на снимках) полигоны обнаружены в пределах междуречий, сложенных позднеплейстоценовой мореной, в то время как полигональные образования на поверхности морской террасы имеют более скромные размеры (до 20-25 м в поперечнике) и крайне плохо выражены на снимках. Само наличие РКМ на поверхности морской террасы голоценового возраста ставит под вопрос ее возрастную интерпретацию, однако на настоящий момент точных сведений о возрасте этой поверхности, как сказано выше, нет. Не исключено, что при трансгрессии литоринового моря происходило затопление суши, сложенной мерзлыми породами, и деградация мерзлоты происходила в субаквальных условиях, что может отчасти объяснить плохую выраженность РКМ на морской террасе и, часто, округлый облик полигонов.

Западинный термокарстовый рельеф территории можно разделить на два типа — мелкозападинный (рис. 1А) и крупнозападинный (рис. 1Б). Скопления мелких реликтовых термокарстовых западин хорошо видны на космических снимках, особенно на заброшенных полях, где контуры отдельных небольших понижений подчеркиваются растительностью. Диаметр мелких западин составляет от 5-7 до 15-20 м, в рельефе эти формы (что установлено при полевом об-

следовании) практически не выражены (относительная глубина их не превышает 0,5 м). Район распространения мелких западин охватывает восточный сектор изученной территории — это области с низкими или нулевыми уклонами поверхности, сложенные донной и абляционной мореной, либо морскими отложениями. Западины там, где они обнаружены (в контурах заброшенных пашен), распространены повсеместно, ширина перемычек между ними иногда составляет всего 1-2 м.

Крупные западины хаотично распространены на поверхностях ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, в редких случаях наблюдается скопление западин на ограниченной площади (рис. 1Б), однако ширина перемычек между соседними формами и там достигает сотен метров. Диаметр западин составляет от 25-30 до 250 м. Преобладают небольшие формы (до 30-35 м по длинной оси) (рис. 2, гистограмма). Форма в плане округлая, реже — вытянутая или каплевидная (характерно для наиболее крупных форм). Глубина западин достигает 1,5-2,0 м, днища нередко заняты озерами. Склоны, как правило, заняты древесной и кустарниковой растительностью, имеют крутизну в среднем 4-7°, бровки и тыловые швы плавные, реже — заплывшие и неясные (рис. 2, профиль). Формы в целом довольно хорошо выражены в рельефе и читаются на космических снимках. Нередко западины окружены валиком высотой до 0,5-0,7 м, шириной до 3-5 м. На пахотных угодьях крупные западины опахиваются по периферии, на селитебных и прочих землях нередко являются источниками воды (в случае, когда днища заняты озерами). Морфология (выраженность в рельефе, наличие валиков и пр.) позволяет предпо-

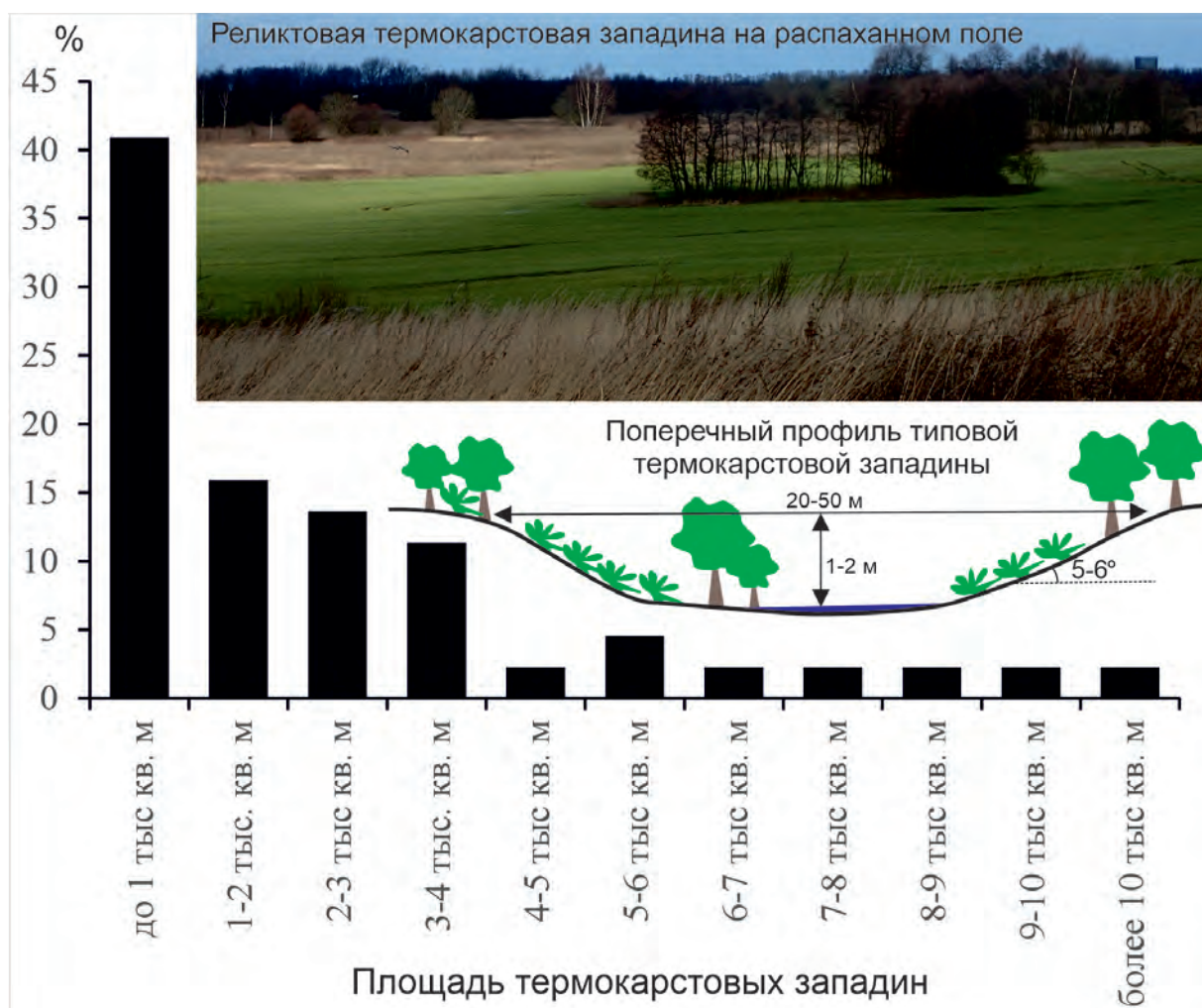


Рисунок 2. Морфология и площадь крупных термокарстовых западин

ложить, что западины данного типа сформировались в результате деградации крупных бугров пучения с ледяным ядром. Эти формы были достаточно широко развиты в пределах пологого северного макросклона конечно-моренной гряды и севернее, чему, по-видимому, способствовало большое количество выходов подземных вод, отмечающееся здесь и в настоящее время. Наличие мощного водоупора (среднеплейстоценовой морены) под толщей водно-ледниковых осадков средне-позднеплейстоценового возраста, залегающих под толщей валдайской морены, способствовало формированию на этих участках инъекционных бугров пучения (гидролакколитов). В настоящее

время озера в днищах некоторых их такого типа западин сохраняют связь с горизонтами подземных вод (в днищах наблюдаются родники), а морфология западин существенно преобразована эрозионно-суффозионными процессами (крутизна склоном достигает 15-20°, в днище наблюдаются неясно выраженные русла, прорезающие борта западин и осуществляющие сток воды на прилегающие пространства).

На склонах моренных холмов в южной части обследованной территории широко распространены пологие ложбины с корытообразным поперечным профилем. Глубина форм достигает 1-1,5 м, ширина по бровкам до 100-150 м. Борта очень поло-

гие (2-4°), бровки и тыловые швы заплывшие. На космических снимках эти формы выражены редко, однако при полевом обследовании фиксируются хорошо. Нередко протягиваются от вершинной поверхности моренных холмов до их подножья. Судя по морфологии и геоморфологической позиции, описанные ложбины представляют собой делли — формы, образованные в результате неравномерной солифлюкции на пологих (до 6-8°) склонах моренных холмов и гряд. В настоящее время некоторые из этих форм в нижнем течении наследуются оврагами и неглубокими балками, в верхнем и среднем течении на сельскохозяйственных угодьях перепахиваются.

Выводы. Реликтовые криогенные формы северной части Калининградского полуострова являются свидетельством существования на территории многолетнемерзлых пород в конце плейстоцена и начале голоцена. В пределах территории были развиты полигонально-жильные льды, а также бугры пучения (в том числе, крупные — инъекционные). В суровых условиях перигляциальной зоны на склонах моренных холмов и гряд активно развивалась солифлюкция. РКМ на севере Калининградской области включает в себя реликтовые формы полигонально-блочного рельефа, термокарстовые западины разного размера, а также делли. РКМ на сельскохозяйственных угодьях влияет на плодородие почв (судя по фототону на космических снимках в межблочных понижениях гумусовый горизонт характеризуется несколько большей мощностью, в сравнении с ядрами полигонов), а сеть деллей частично наследуется верхними звеньями флювиальной сети. Практически все небольшие озера на изученной территории (вне флювиальной сети) — это водоемы в крупных

термокарстовых западинах, образовавшихся на месте инъекционных бугров пучения. Некоторые из озер являются зонами отдыха для жителей окрестных населенных пунктов, а также служат источниками пресной воды. Таким образом, РКМ оказывает влияние на хозяйственную деятельность, предопределяя как риски освоения, так и предоставляя дополнительные ресурсы для природопользования.

Авторы выражают благодарность всему коллективу экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии 2020 г. на Самбийском полуострове, заведующему кафедрой профессору А.В. Бредихину и руководству базы БФУ им. И. Канта. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Блажчишин, А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море – Калининград: Янтарный сказ, 1986. – 160 с.

Геология Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К., Емельянова Е.М. – Вильнюс: Мокслас, 1976. – 383 с.

Кузнецов, Д.Д., Субетто, Д.А. Стратиграфия донных отложений озер Карельского перешейка – М.: ГЕОС, 2019. – 117 с.

Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N34 — Калининград – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 226 с.

Björck, S. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP // Quaternary International. – 1995. – Vol. 27. – P. 19-40.

Szewczyk, J., Nawrocki, J. Deep-seated

relict permafrost in northeastern Poland. Boreas, 2011. – Vol. 40. – P. 385–388. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2011.00218.x.

Vandenberghе, J., French, H., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A., Huijun

Jin, Zhijiu Cui, Tingjun Zhang, Xudong Wan. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. Boreas, 2014. – Vol. 43. – Iss. 3. – P. 652–666.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВРЕМЕНИ, УСЛОВИЙ И ХОДА ДЕГЛЯЦИАЦИИ ИЗБОРСКО-МАЛЬСКОЙ ДОЛИНЫ

**Карпухина Н.В.¹, Каревская И.А.², Константинов Е.А.², Захаров А.Л.²,
Курбанов Р.Н.^{1,2}, Бричева С.С.^{1,2}, Зазовская Э.П.²**

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, natalia_karpukhina@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. В работе рассмотрены вопросы дегляциации Изборско-Мальской полупогребенной долины — одной из серии линейно вытянутых и переуглубленных долин, осложняющих поверхность северо-запада Восточно-Европейской равнины. Актуальность исследования определяется тем, что до сих пор отсутствуют сведения, касающиеся дегляциации подобного рода долин на территории Российской Федерации. На основе данных, полученных в ходе геоморфологического обследования долины, бурения и шурфовки по линиям профилей (продольного и серии поперечных), а также результатов литолого-химических, геохронологических и палеоботанических исследований отдельных разрезов, появилась возможность судить о строении долины и возрасте, выполняющих ее отложений. Установлено, что активная дегляциация долины происходила с середины беллинга до позднего дриаса. В тоже время освобождение ото льда, прилегающих к долине территорий, закончилось к середине беллинга. Таяние льда внутри долины происходило постепенно и было сопряжено с формированием внутриваловых локальных озер. На существование мертвого льда в долине указывает наличие заболоченных озерных котловин, абляционных холмов, камовых террас, а также отсутствие лимногляциальных отложений в днище долины, перекрывающих морену на ее отдельных участках. Можно полагать, что аналогичные процессы дегляциации могли протекать в сходных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Результаты датирования лимногляциальных отложений позволяют говорить о том, что существовавшее здесь подпруженное озеро (в максимальную стадию своего развития) не сообщалось с обширными водоемами, формировавшимися в центральной части Псковской низменности во время деградации последнего ледника, как это было представлено в ранее опубликованных работах.

Ключевые слова: погребенные долины, Скандинавский ледниковый покров, дегляциация, мертвый лед, приледниковые озера, Изборско-Мальская долина, позднеледниковье

На северо-западе Восточно-Европейской равнины в области развития послед-

него оледенения нередко встречаются аномально глубокие — до 300 м, круто-

склонные, линейно-вытянутые долинообразные понижения, сильно отличающиеся от типичных долин равнинных рек. Отметки их днищ располагаются на абсолютных высотах от -283 до +150 м. Долинообразные понижения могут быть врезаны как в коренные породы, так и в четвертичные отложения. В работах И.В. Котлуковой (1969), В.А. Исаченкова (1975, 1981), Таваст и А. Раукаса (1982), В.Р. Вербицкого (2007), Н.В. Карпухиной (2013а), А.Е. Кротовой-Путинцевой (Krotova-Putinseva, 2017) и др. представлены карты и схемы распространения погребенных долин на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Как правило, происхождение палеоврезов связывают с деятельностью дочетвертичных флювиальных процессов, формированием подледной дренажной сети или ложбин экзарационного выпаживания. Выраженность таких линейных депрессий в современном рельефе зависит от степени выполнения их четвертичными отложениями. Уже более ста лет внимание исследователей привлекают вопросы распространения погребенных долин, их генезиса и развития. Среди них наиболее дискутируемой и лучше всего освещенной в литературе можно считать проблему происхождения палеоврезов, а вопросам их развития, незаслуженно, отведено мало внимания. Хотя, столь сложное строение погребенных долин продиктовано характером процессов, протекавших в них, главным образом, на этапе дегляциации.

В качестве объекта исследования была выбрана Изборско-Мальская долина, расположенная на контакте Псковской низменности и возвышенности Хаанья. Современная ширина долины составляет 400-1000 м,

глубина 40-60 м. Современный поперечный профиль — трапециобразный. Глубина палеовреза может достигать 120 м, а мощность четвертичных отложений до 60 м. В настоящее время дно долины освоено системой рек и озер: р. Смолка, оз. Городищенское, р. Сходница, оз. Мальское, р. Обдех.

В ходе полевого этапа работ было проведено геоморфологическое обследование долины, бурение и заложение шурфов по линиям профилей. Бурение осуществлялось как ручным, так механическим способом. Для извлечения колонок озерных и лимногляциальных отложений был использован озерный поршневой бур Ливингстона, болотных — русский торфяной бур, для прочих типов отложений — ручной бур с полуцилиндрическим пробоотборником или пробоотборником Эдельмана. Корреляция между скважинами и шурфами на отдельных участках профилей дополнена результатами георадарной съемки с помощью георадара «ОКО-2» антенной 250 МГц. Построение поперечных профилей и высотная привязка скважин и шурфов осуществлена электронным тахеометром «Sokkia SET 610» и геодезическим спутниковым приемником (GPS/ГЛОНАСС) «JAVAD Triumph 1».

Наиболее детальные лабораторные исследования проведены для отложений из опорной скважины Su-1, расположенной в южной части днища долины. На основании литолого-геохимических исследований, спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов разработана стратиграфия для опорного разреза. Дополнительные геохронологические исследования были направлены на определение возраста базальных ор-

ганогенных горизонтов (радиоуглеродный анализ) в скважинах по линиям профилей, а также определение возраста лимногляциальных отложений в северной части долины (ОСЛ датирование). Полученные результаты создают надежную хроностратиграфическую основу, необходимую для корреляции между скважинами и шурфами по линиям профилей, а также позволяют судить о времени осадконакопления различных типов отложений, выполняющих долину.

На камеральном этапе работ для построения профилей, карт и схем большое значение приобрели фондовые материалы (отчеты гос. геологической съемки М 1:50 000), разномасштабные топографические и тематические карты, ЦМР (Tandem-X 30, SRTM 30), космические снимки.

Анализ продольного и серии поперечных геолого-геоморфологических профилей показывает, что в долине существовал приледниковый водоем/мы. Лимногляциальные отложения в днище долины и на ее склонах встречаются практически повсеместно до 70 м абс. отм. Отсутствие лимногляциальных отложений выше 70 м может быть связано со значительной крутизной бортов долины, препятствующей аккумуляции материала в таких условиях. В южной части долины данные отложения залегают под толщей карбонатных и органогенных отложений, и представлены ленточными глинами. В северной части долины ленточные глины приурочены к понижениям, выработанным в кровле коренных пород. Относительно мелководные фации (пески и алевроиты) встречаются на террасах. Стоит отметить, что в пределах днища долины отмечаются участки, где морена не перекрыта

лимногляциальными отложениями. По всей видимости, в пределах таких участков долины находились глыбы мертвого льда, которые растаяли уже после того, как произошел спуск подпрудного озера. На существование мертвого льда указывают заболоченные озерные котловины, абляционные холмы и камовые террасы (генезис террас уточняется), обнаруженные в днище долины.

Возраст ленточных глин в опорной скважине составляет 13-14,2 тыс. кал. л.н. (УМС 14С). Радиоуглеродные датировки ленточных глин соответствуют палинозонам (беллинг — поздний дриас), выделенным на основе спорово-пыльцевого анализа. Возраст слоистой алевро-песчаной толщи в окрестностях Мальского озера — 13,4-14,0 тыс.л.н. (ОСЛ).

Выводы. На основании полученных результатов можно сделать несколько основных выводов:

1. Дегляциация Изборско-Мальской долины началась в середине беллинга и связана с формированием подпрудного водоема в южной части долины. В то же время дегляциация междуречий в окрестностях долины к этому времени уже завершилась. Можно полагать, что в подобного рода долинах, встречающихся на северо-западе Восточно-Европейской равнины, массы мертвого льда также могли сохраняться значительно дольше чем на открытых поверхностях междуречий.

2. Таяние льда в долине происходило постепенно. Сначала появлялись локальные озера, которые по мере таяния блоков мертвого льда сливались воедино. Спуск приледникового водоема произошел на границе аллерада и позднего дриаса. Можно полагать,

что интенсивный этап дегляциации долины продолжался около 2000 лет и завершился к началу позднего дриаса. Вытаивание, оставшихся блоков мертвого льда, могло протекать до голоцена.

3. Результаты датирования лимногляциальных отложений позволяют говорить о том, что существовавшее здесь подпруженное озеро (в максимальную стадию своего развития) не сообщалось с обширными водоемами, которые формировались в центральной части Псковской низменности во время деградации последнего ледника, как это представлено в работах ряда исследователей (Раукас, Ряхни, 1969; Квасов, 1975; Rosentau et al., 2004; Карпухина, 2013).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-77-00095 «Реконструкция времени, условий и хода дегляциации в погребенных долинах на северо-западе Восточно-Европейской равнины».

Литература

Вербицкий, В.Р. и др. Объяснительная записка к геологической карте Российской Федерации М-б 1:200 000. Лист О-36-XIV (Великий Новгород). СПб. 2007.

Исаченков, В.А. О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1981. №6. С. 46-50.

Исаченков, В.А. Формирование рельефа Северо-Запада Русской равнины. Дисс... докт. геогр. наук. М. МГУ. 1975. С. 215.

Карпухина, Н.В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа Чудско-Псковской низменности. Дисс. ... канд.

геогр. наук. МГУ. Москва. 180 с. (а)

Карпухина, Н.В. Особенности деградации ошашковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013. №4. С. 38-47. (б)

Квасов, Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука. 1975. 278 с.

Котлукова, И.В. Состав и строение дочетвертичного субстрата / Под ред. Д.Б. Малаховского и К.К. Маркова. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Л.: Изд-во Наука. 1969. С. 18-25.

Раукас, А.В., Ряхни, Э.Э. О геологическом развитии впадины и бассейна Чудского и Псковского озер // Изв. АН ЭССР. Сер. Химия — Геология. 1969. №2. С. 113–127.

Таваст, Э., Раукас, А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин: Валгус. 1982 193 с.

Krotova-Putinceva, A.E. Genesis of buried valleys in the north-west of the East-European Platform// Sarala, P. and Johansson, P. (eds). «From past to present // Late Pleistocene, last deglaciation and modern glaciers in the centre of northern Fennoscandia». Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion, 20-25 August 2017. Geological Survey of Finland. Rovaniemi. 2017. P. 118-119.

Rosentau, A., Hang, T., Miidel, A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian // Geological Quarterly. Vol. 48. №4. 2004. P. 299-307.

**ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА
«ТЕМИЖБЕКСКАЯ» (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)**

**Константинов Е.А.¹, Пономарева В.В.², Портнягин М.В.³, Сычев Н.В.¹,
Мазнева Е.А.¹, Захаров А.Л.¹, Фрехен М.⁴, Тсукамото С.⁴**

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, ekonst@igras.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

³GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Киль, Германия

⁴Leibniz Institute for Applied Geophysics, Ганновер, Германия

Аннотация. Проведено изучение строения, состава и возраста отложений в разрезе «Темижбекская», содержащем линзу вулканического пепла. Обнажение высотой около 20 м расположено в оползневой стенке срыва коренного правого берега р. Кубань. Высота бровки обрыва над меженным уровнем реки Кубань составляет 45 м. Установлено, что вулканический пепел выполняет днище древней эрозионной формы — балки или ложбины. Мощность видимой части линзы пепла изменяется от 0,2 до 1,5 м. Пепел залегает в интервале глубин 10-12 м от бровки обрыва. Условия залегания, слоистые текстуры с резкими контактами и чистота пеплового материала указывают на его переотложение путем транспорта и сортировки в водном потоке. Пепел подстилается неслоистым лессовидным средним суглинком. Перекрывает линзу пепла сложно-построенная толща лессовидных суглинков, различающаяся по механическому составу и вмещающая, как минимум, две палеопочвы. По химическому составу тефра отвечает риолитам. Наличие крупных (более 100 мкм) пемзовидных частиц указывает на относительно близкий источник извержения. Все это говорит о вероятном эльбрусском происхождении пепла (Мелекесцев и др., 2005). Две люминесцентные датировки, полученные из лессовидных суглинков под и над линзой вулканического пепла, позволяют предварительно заключить возраст отложения пеплового материала в рамки 95-140 тыс. л.н.

Ключевые слова: средний плейстоцен, тефра, лесс, палеопочва, древние эрозионные формы

Находки вулканического пепла (тефры) в четвертичных отложениях Восточно-Европейской равнины имеют большое стратиграфическое и палеовулканологическое значение. Тефра представляет собой удобный инструмент для корреляции осадочных отложений. Мелкие пепловые частицы (<80 мкм) могут разноситься на огромные расстояния от вулкана. Зафиксированная дальность разноса пепла достигает 5–7 тыс. км (например, Cook et al., 2018). Выпадение пепла происходит по меркам геологическо-

го времени мгновенно — от первых дней до нескольких месяцев. Таким образом, тефра образует изохрону в осадке, что позволяет прямо коррелировать удаленные разрезы, опираясь на уникальность химического состав вулканического пепла для каждого отдельного извержения. Кроме того, тефра является прекрасным материалом для датирования различными методами — U-Th, (U-Th)/He, K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar. А по дальности разноса вулканического пепла и мощности его прослоев палеовулканологи способны



Рисунок 1. Расположение местонахождения вулканического пепла «Темижбекская»

определять объемы извержений.

В четвертичных отложениях на Восточно-Европейской равнине известно около ста местонахождений видимых прослоев вулканического пепла (Карлов, 1957). Около десяти из них обнаружены внутри лессовых толщ. «Темижбекская» — одно из наиболее известных местонахождений пепла в Предкавказье, которое было впервые описано еще в 1930-х годах. Стратиграфическая интерпретация этой пепловой линзы не совпадает у разных авторов. Н.А. Лебедева (1963) относит пепел к среднему плейстоцену. О.А. Богатиков и др. (2001) на основании радиоуглеродного датирования перекрывающей пепел палеопочвы, оценивает возраст вулканического пепла как 22 тыс. л.н.

Нерешенным вопросом в изучении Темижбекского местонахождения остается также стратиграфическая интерпретация горизонтов лессов и палеопочв, перекрывающих пепловую линзу. Неполно освещены в литературе локальные палеогеоморфологические условия этапа седиментации вулканического пепла. На решение вышеуказанных проблем и направлено настоящее исследование.

Рассматриваемое местонахождение ($N 45,43177^\circ$; $E 40,84136^\circ$) расположено в черте станицы Темижбекская (рис. 1) в обрыве коренного правого берега реки Кубань.

В районе станицы долина Кубани делает крутой поворот с северного направления на юго-западное. Обнажение высотой около 20 расположено в оползневой стенке срыва.

Высота бровки обрыва над меженным уровнем реки Кубань составляет 45 м. В ходе полевых работ в мае 2019 года было произведено описание и отбор проб из верхних 15,5 м обнажения. Для образцов, отобранных с шагом 10 см, в лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН выполнен гранулометрический анализ лазерно-дифракционным методом, определены потери при прокаливании, измерена удельная магнитная восприимчивость. Для двух образцов с глубин 10,0 и 13,5 м в лаборатории геохронологии Института прикладной геофизики (LIAG, Ганновер, Германия) получены люминесцентные даты по калиевому полевому шпату. Элементный состав инди-

видуальных частиц вулканического стекла был определен с помощью электронного микрозонда и масс-спектрометрии индуцировано-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Институте морских исследований (GEOMAR) и Университете г. Киля (Германия).

Вскрытая толща отложений имеет следующее принципиальное строение:

Слой 1 (0,0–1,85 м). Суглинок легкий (до супеси) буровато темно-серый гумусированный, зернистой структуры. [Современная почва].

Слой 2 (1,85–5,75 м). Суглинок легкий (до супеси) светло палевый, местами буроватый, с кротовинами.

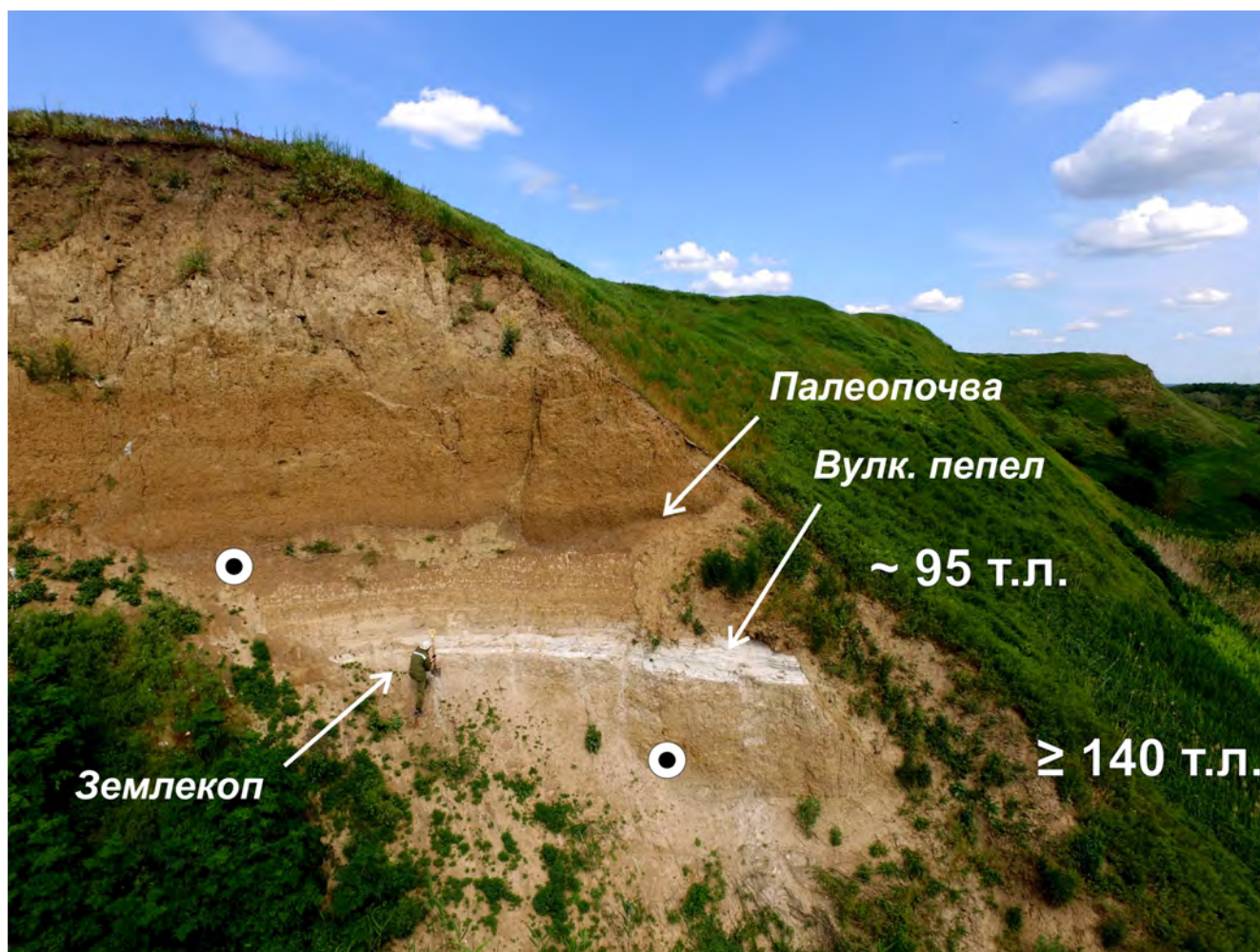


Рисунок 2. Фотография обнажения с БПЛА. Оператор: А.Л. Захаров.

Слой 3 (5,75–7,5 м). Суглинок средний серо-бурый.

Слой 4 (7,5–8,7 м). Суглинок средний темно-серо-бурый, слабогумусированный, в нижней части слоя с карбонатной пропиткой по порам. [Палеопочва].

Слой 5 (8,7–10,5 м). Суглинок средний темно-бурый, слабогумусированный, призматической структуры, с крупными карбонатными конкрециями (до 3 см) в нижней части слоя. [Палеопочва].

Слой 6 (10,5–11,5 м). Переслаивание суглинка среднего серо-бурого и супеси (смеси суглинка и тефры) светло серой. Границы между прослоями не ровные, контакты не резкие. Множество комков и карбонатных конкреций, вероятно, переотложенных.

Слой 7 (11,5–12,1/13,0 м). Слоистая светло-серая (до белесой) супесь, залегающая линзой с видимой мощностью от 0,2 до 1,5 м. Мощность отдельных прослоев 2-15 см. Граница между прослоями неровная, прерывистая. Контакты между прослоями резкие. [Вулканический пепел].

Слой 8 (12,1/13,0–15,5 м). Суглинок средний (до тяжелого) серо-бурый, не слоистый.

Вулканические стекла в пепле имеют довольно однородный состав и отвечают высококалийевому риолиту. Особенности геохимического состава стекол подтверждают правомерность его отнесения к продуктам вулканизма Эльбруса.

Люминесцентные датировки (рис. 2) позволяют предварительно заключить возраст отложения пеплового материала в рамки 95-140 тыс.л.н.

Верхняя люминесцентная дата, полученная из нижней палеопочвы, позволяет предварительно соотнести ее с крутицкой фазой (МИС 5с) мезинского педокомплек-

са схемы А.А. Величко (2015). Верхнюю палеопочву, таким образом, можно предварительно соотнести с МИС 5а. А верхнюю супесчано-суглинистую толщу (верхние 5,75 м) отнести к интервалу МИС 4-МИС 1.

Линза пепла выполняет древнюю эрозионную форму (балку или ложбину), которая полностью была нивелирована аккумуляцией и не читается в современном рельефе. Условия залегания, слоистые текстуры с резкими контактами и чистота пеплового материала указывают на его переотложенную природу путем транспорта и сортировки в водном потоке. Выпадение, размыв и переотложение пепла — вероятно, близкие по геологическим масштабам времени события. Суглинок, подстилающий вулканический пепел, имеет среднеплейстоценовый возраст и, вероятно, имеет лессовую природу.

Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ-DFG № 20-55-12011.

Литература

Богатиков, О.А., Мелекесцев, И.В., Гурбанов, А.Г. и др. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): события и хронология по данным ^{14}C , ЭПР и К-Аг датирования // Вулканология и сейсмология. – 2001. – №2. – С. 3-17

Величко, А.А., Морозова, Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на ВосточноЕвропейской равнине и их палеогеографическая интерпретация / Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 321-333.

Карлов, Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов Ев-

ропейской части СССР // Бюллетень Мосю об-ва исп. Природы. Отд. геологии. – 1957. – Т. XXXII (2). – с. 25-48

Мелекесцев, И.В., Гурбанов, А.Г., Кирьянов, В.Ю. и др. Вулканические пеплы катастрофических извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы / Новейший и современный вулканизм на территории России. / Отв. ред. Н.П. Лаверов. – М.: Наука, 2005. – С. 45-62.

Cook, E., Portnyagin, M., Ponomareva, V., Bazanova, L., Svensson, A., Garbeschönberg, D. First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest // Quaternary Science Reviews. – 2018. – 181. – P. 200-206. DOI 10.1016/j.quascirev.2017.11.036.

ГРИВНО-ЛОЖБИННЫЙ РЕЛЬЕФ ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ В ПАЛЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ РЕТРОСПЕКТИВЕ

Ларин С.И.¹, Алексеева В.А.², Лаухин С.А.³, Ларина Н.С.⁴

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; silarin@yandex.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, valekseeva@rambler.ru

³Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия, valvolgina@mail.ru

⁴Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, nslarina@yandex.ru

Аннотация. Цель работы — реконструкция палеогеокриологических условий формирования специфических геоморфологических образований на юге Западной Сибири — гривно-ложбинных комплексов, представленных параллельными грядами, (гривами), межгривными ложбинами. Изучены геологическое строение, вещественный состав отложений серии грив в пределах Тюменской, Курганской и Омской областей, выявлены их парагенетические взаимоотношения с покровными субаэральными отложениями и подстилающими криогенными горизонтами, изучены мерзлотно-климатические параметры отложений грив с помощью полевых геолого-геоморфологических методов и комплекса аналитических методов (гранулометрии, палинологии, морфоскопии кварцевых зерен, криолитологии, литогеохимии). Гривные толщи сложены суглинистыми и супесчано-песчаными осадками, преимущественно горизонтальными и субгоризонтальными, слабоволнистыми в ряде случаев с эоловой, линзовидной и криволинейной слоистостью с преобладанием зерен кварца с эоловыми и криогенными чертами. Значения коэффициента криогенной контрастности и реконструируемые по ним температуры грунта для отдельных грив заметно различаются между собой и показывают аккумуляцию гривных толщ в диапазоне мерзлотно-климатических условий сплошной мерзлоты, разных вариантов островной мерзлоты и смены устойчивого, переходного, полупереходного и длительноустойчивого, арктического и полярного типов сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород. По литогеохимическим данным основная часть толщ грив формировалась в относительно однородных условиях седиментации с увеличением привноса вторичного материала в средней части некоторых разрезов в интервале условий от холодно-

го аридного до относительно умеренного климата. В основании верхних пачек ряда разрезов грив фиксируется волна похолодания и аридизации климата. Самые верхние части разрезов гривных толщ на контакте с дневной поверхностью формировались в более гумидных условиях, при большем воздействии процессов выветривания. Неблагоприятные климатические условия во время формирования гривных толщ нашли отражение в низких значениях коэффициентов биопродуктивности, Rb/Sr и Sr/Ba. В приповерхностной части покровных отложений значения литохимических коэффициентов контрастны.

Ключевые слова: грядово-ложбинный рельеф, гривы, палеогеография, палеокриогенез, поздний неоплейстоцен, позднеледниковье, литохимические коэффициенты, криолитология

Введение. На юге Западной Сибири и в Северном Казахстане широко распространены специфические геоморфологические образования — параллельные грядово (гривно) — ложбинные комплексы. Среди большого числа гипотез, объясняющих происхождение этих загадочных форм рельефа наиболее популярны эоловая и водная гипотезы.

Сторонники эоловой аккумуляции (Волков, 1971), связывают образование гривно-ложбинного рельефа с эпохой аридизации климата и обращают внимание на «привязанность» гривного рельефа к покрову лессовидных отложений, правильность чередования гряд с межгрядовыми понижениями, выдержанность размеров и ориентировки гряд, их сигаровидную форму. Особое значение они придают ориентировке грив, поскольку она не следует контурам древнего рельефа, а с несогласием «наложена» на них. Не согласуется, по их мнению, с размещением грив и современная гидросеть, она либо разрезает гривные комплексы, либо к ним приспособливается.

Сторонники «водной» гипотезы (Городецкая, 1972) связывают их происхождение с водной эрозией и аккумуляцией в условиях повышенного обводнения равнины при участии новейших тектонических движений. Большая роль новейшей и со-

временной тектоники при формировании гривно-ложбинного рельефа нами уже отмечалась (Алексеева и др., 2016), но не менее важное значение играли криогенные факторы, поскольку многие исследователи связывают аккумуляцию толщи грив с криоаридными климатическими условиями максимума позднеплейстоценового похолодания — конца позднеледниковья и раннего голоцена (Зыкина, Зыкин, 2012; и др.).

Материалы и методы. Изучение 20 разрезов грив в пределах лесостепной и подтаежной части Ишимской равнины (в пределах 55°-57° с.ш.), позволило выяснить их геологическое строение и парагенетические взаимоотношения с подстилающими криогоризонтами, провести реконструкцию палеокриологических условий аккумуляции гривных толщ комплексом геолого-геоморфологических и аналитических методов.

Гранулометрический состав отложенный изучен ситовым методом с применением стандартного набора сит. Фракция менее 0,01 мм была отделена отмучиванием из предварительно диспергированного образца. Для реконструкции условий транспортировки и накопления отложений применен метод морфоскопии песчаных частиц с использованием сканирующего электронного микроскопа SEM TESCAN VEGA 3 LMU при ускоряющем высоком напряжении

15-30 кэВ, в режиме SE (Secondary Electron Image) и высокого вакуума с увеличением от 300-400 (для целых зёрен) до 1500-2000 раз (для фрагментов зёрен, отдельных элементов поверхности). Для каждого образца по пятибалльной шкале вычислялся коэффициент окатанности по А.В. Хабакову (1946). Комбинация признаков морфоскопии песчаных зёрен, использовалась для суждения об их происхождении. Реконструкция эволюции растительности и климата выполнена методом палинологии. Минералогический состав отложений грив изучен методом рентгеновской дифрактометрии. Для оценки степени воздействия криогенеза на отложения, рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК), учитывающий распределение по гранулометрическому спектру кварца и полевых шпатов во фракциях 0,05-0,01 мм и 0,1-0,05 мм (Конищев, 1997). Значения $KKK > 1$ показывают определяющую роль криогенных факторов в комплексе гипергенных процессов. $KKK < 1$ указывает на формирование отложений в условиях относительно теплого климата с подчиненной ролью криогенеза.

Химический состав проб изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа (рентгеновский спектрометр Spectroscan МАКС-GV) по методике измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах. По значениям содержания химических элементов из проб отложений были рассчитаны литохимические коэффициенты — показатели характера осадконакопления (SiO_2/Al_2O_3 ; $(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$; CaO/MgO), процессов выветривания ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$; Rb/Sr ; Al_2O_3/TiO_2), выщелачивания (Sr/Ba), окисления ($(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$), биологической активности и биопродуктивно-

сти ($(Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3$; MnO/Al_2O_3 ; MnO/Fe_2O_3 ; $(Fe_2O_3+MnO)/Fe_2O_3$), засоления (Na_2O/K_2O ; Na_2O/Al_2O_3), степени однородности пород (TiO_2/Al_2O_3 ; Zr/TiO_2), а также литохимические индексы-индикаторы палеоклимата (CIA, CIW, ICV). Обоснование этого подхода и анализ использования предложенных показателей, представлены в работе (Алексеев и др., 2019).

Результаты и обсуждение. Результаты исследования показывают, что в геологическом отношении гривные толщи сложены преимущественно супесчано-песчаными и суглинистыми осадками. В разрезах грив отмечается горизонтально- и субгоризонтально-слоистая, эоловая, слабоволнистая, линзовидная и косая слоистость. В спорово-пыльцевых спектрах проб из разрезов грив встречено большое число переотложенной пыльцы и спор из более древних отложений. Морфоскопия зёрен кварца из осадочной толщи грив показывает преобладание зёрен с эолово-криогенными чертами. Например, в ансамбле гривной толщи у с. Чуртан преобладают кварцевые зёрна с поверхностью, характерной для эоловой обстановки седиментации (88-100%). Количество зёрен с чертами водного переноса 4-12%, смешанного переноса в водной и воздушной средах от 4-8 до 16%. Доля зёрен с криогенными чертами поверхности составляет от 64 до 96% (Ларин, Лаухин, 2014). Большая доля кварцевых зёрен с криогенными чертами находит подтверждение в высоких значениях коэффициента криогенной контрастности (ККК) в разрезах отложений грив. Значения ККК и реконструируемые по ним мерзлотно-климатические условия для отдельных грив различаются между собой.

В разрезе гривы у с. Большеудалово

(56°11'14,19" с.ш., 69°21'24,4" в.д.) выделяются четыре периода развития сплошной мерзлоты с очень низкой температурой грунта, разделенные тремя периодами резкого потепления. Максимальные значения ККК по разрезу гривы составляют ККК~3,69, минимальные ККК~0,33. Значения ККК генетически связаны со средней годовой температурой поверхности пород (Конищев, 1997), соответственно расчетная палеотемпература грунта, при значении ККК~3,69 достигает очень низких значений -26...-28°C. Такие температуры известны для эпохи сартанского оледенения (Волкова, Михайлова, 2001). Минимальные значения ККК~0,33 указывают на положительные средние значения температуры пород и глубину сезонного промерзания до 0,7-0,8 м. Общий ход значений ККК и реконструированных по ним температурам грунта по разрезу данной гривы по классификации Э.Д. Ершова (1990) отражает развитие сплошной мерзлоты и смену устойчивого, переходного, полупереходного и длительноустойчивого, арктического и полярного типов сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород.

В разрезе гривы у с. Красноорловское (55°58'25,4" с.ш., 68°00'59,6" в.д., абс. высота 139 м.) максимальные значения ККК~1,97, минимальные ККК~0,48. Расчетная палеотемпература грунта, при ККК~1,97 равна -8...-10°C, что соответствует современной северной части подзоны сплошной мерзлоты, по среднегодовой температуре пород — устойчивому типу сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (-5...-10°C). Минимальные значения ККК~0,48 указывают на положительные средние зна-

чения температуры пород и глубину сезонного промерзания до 0,7-0,8 м. Ход значений ККК и палеотемпературы грунта по разрезу гривы показывают развитие в нижней части разреза сплошной и преимущественно сплошной мерзлоты, затем разных вариантов островной, в верхней части разреза гривы преимущественно глубокого сезонного промерзания. Это нашло отражение в смене устойчивого, переходного, полупереходного, длительноустойчивого и устойчивого типов сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород.

В разрезе гривы у с. Савино (56°11'29,3" с.ш., 69°31'22,2" в.д., абс. высота 109 м) максимальные значения ККК~1,66, минимальные ККК~0,86. Расчетная палеотемпература грунта при ККК=1,66 равна -4...-6°C и соответствует современной северной части подзоны сплошной мерзлоты, устойчивому типу сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (-5...-10°C). Минимальные значения ККК~0,86 указывают на положительные средние значения температуры пород и глубокое сезонное промерзание. Ход значений ККК и палеотемпературы грунта по разрезу гривы показывают развитие разных вариантов маломощной высокотемпературной сплошной и островной мерзлоты, а также глубокого сезонного промерзания. Это нашло отражение в доминировании переходного и полупереходного, реже длительноустойчивого и устойчивого типов сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород.

Литогеохимические исследования выявили формирование толщи грив в относительно однородных условиях седиментации

с увеличением привноса вторичного материала в средней части некоторых разрезов (Ларин и др., 2019). Коэффициенты выветривания показывают условия от холодного аридного до относительно умеренного климата (CIA ~59-65, CIW ~72-64, ICV ~1,1-1,4). В основании верхних пачек ряда разрезов грив фиксируется волна похолодания и аридизации климата (CIA ~51-55, CIW ~55-60, ICV ~1,4-1,2). Самые верхние части разрезов гривных толщ на контакте с дневной поверхностью формировались в более гумидных условиях (CIA ~71-79, CIW ~82-88, ICV ~0,8-1,0). Мерзлотно-климатические условия во время формирования гривных толщ нашли отражение в относительно низких значениях коэффициентов биопродуктивности, отчасти отношений Rb/Sr и Sr/Ba. В приповерхностной части покровных отложений значения литохимических коэффициентов контрастны.

Выводы. Результаты полевых и аналитических исследований показывают, что гривные толщи в большей части сформировались в относительно однородных условиях седиментации, в интервале от холодного аридного до умеренного климата, при активном влиянии криогенных факторов. На разных этапах формирования гривно-ложбинного рельефа мерзлотные условия изменялись от сплошной низкотемпературной или высокотемпературной мерзлоты, либо разных вариантов островной мерзлоты и сезонного промерзания.

Исследование выполнено в рамках госзадания №АААА-А17-117051850064-0 и АААА-А16-11632810089-5; частично при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00734А.

Литература

Алексеев, А.О., Калинин, П.И., Алек-

сеева, Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге Восточно-Европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. – 2019. – №4. – С. 389-399.

Алексеева, В.А., Ларин, С.И., Ларина, Н.С., Лаухин, С.А., Максимов, Ф.Е. О генезисе гривно-ложбинного рельефа юга Западной Сибири / Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Симферополь, 2016. – Т. 2. – С. 92-96.

Волков, И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация – М.: Наука, 1971. – 354 с.

Волкова, В.С., Михайлова, И.В. Природная обстановка и климат в эпоху последнего (сартанского) оледенения Западной Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – №4. – С. 678-689.

Городецкая, М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины – М.: Наука, 1972. – 154 с.

Ершов, Э.И. Общая геокриология. Учебник – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 683 с.

Зыкина, В.С., Зыкин, В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. – 477 с.

Конищев, В.Н. Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субаэральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1. – №2. – С. 23-28.

Ларин, С.И., Лаухин, С.А.. К вопросу о генезисе гривно-ложбинного рельефа в пределах лесостепного и подтаежного Приишимья / Окружающая среда и

менеджмент природных ресурсов. – Тюмень: Изд-во Тюменского гос. Университета, 2014. – С. 143-146.

Ларин, С.И., Алексеева, В.А., Лаухин, С.А., Ларина, Н.С. Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (Юго-запад Западной Сибири) / Литология осадочных

комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). – Казань: Издательство Казанского университета, 2019. – С. 239-240.

Хабаков, А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. – 1946. – №10. – С. 98-99.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДОНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Матлахова Е.Ю.¹, Панин А.В.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, matlakhova_k@mail.ru, a.v.panin@yandex.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. В долинах рек бассейна Дона на поймах и низких террасах сохранились фрагменты больших палеорусел (макроизлучин) с шириной в разы превышающей параметры современных рек. Основной целью исследования было установление абсолютной хронологии эпохи экстремально высокой водности и формирования макроизлучин, периодизация их развития, реконструкция истории развития речных долин в позднем плейстоцене. Для этого на ключевых участках в бассейне верхнего и среднего Дона были проведены полевые работы, включавшие геоморфологическое обследование территории, бурение скважин в пределах палеорусел, их описание и отбор образцов на различные виды анализов. В лабораторных условиях были выполнены радиоуглеродное и оптико-люминесцентное датирование аллювия, спорово-пыльцевой и гранулометрический анализ. Также для всех ключевых участков были сделаны количественные оценки стока по параметрам палеорусел, выполненные методом А.Ю. Сидорчука. Обобщение полученных данных позволило реконструировать основные этапы развития долин бассейна Дона в позднем плейстоцене, выделить этапы повешенной водности, врезания долин и развития макроизлучин, а также разделяющие их этапы пониженной водности и аккумуляции в долинах. Расчеты поздневалдайского стока для ключевых участков показали, что палеосток времени формирования макроизлучин превышал современные значения в 3-4 раза.

Ключевые слова: макроизлучины (большие палеорусла), история развития речных долин, позднеледниковье, палеогеография плейстоцена, флювиальная геоморфология

Введение. В долинах рек бассейна Дона на поймах и низких террасах сохранились фрагменты больших палеорусел (макроизлучин) с шириной, в разы превышающей

параметры современных рек (Панин и др., 1992, Сидорчук и др., 2000, Панин и др., 2013). Макроизлучины широко распространены в умеренном климатическом поясе се-

верного полушария (Sidorchuk et. al., 2003), при этом наилучшей сохранностью макроизлучин в рельефе речных долин характеризуются центральная и южная части Восточно-Европейской равнины. Этим был обусловлен выбор района исследований. Выбор ключевых участков определялся наличием макроизлучин хорошей сохранности, а также отсутствием прямого влияния талых вод последнего оледенения, чтобы гарантировать, что изучались изменения стока чисто климатического происхождения. В ходе проведенных исследований были изучены ключевые участки в долинах Верхнего Дона (возле г. Епифань), Хопра и Вороны (возле г. Борисоглебск), Савалы (возле г. Жердевка) и Битюга (возле г. Бобров).

Основной целью исследования было установление абсолютной хронологии эпохи экстремально высокой водности и формирования макроизлучин, периодизация их развития, реконструкция истории развития речных долин в позднем плейстоцене.

Материалы и методы. Полевые работы на ключевых участках в долинах рек бассейна верхнего и среднего Дона включали в себя геоморфологическое обследование территории, бурение (буровая установка УПБ-25) и описание скважин в пределах палеорусел, а также высокой поймы и низких террас, описание расчисток и обнажений, отбор образцов на различные виды анализов: гранулометрический, радиоуглеродный, оптико-люминесцентный, спорово-пыльцевой и др. По образцам органики было выполнено радиоуглеродное (C^{14} и AMS) датирование. По отдельным образцам, не содержащим органики, было проведено оптико-люминесцентное (OSL) датирование. Радиоуглеродные даты были калиброваны с помощью онлайн версии программы OxCal

4.3 (Bronk Ramsey, 2009) на основе калибровочной кривой IntCal13 (Reimer et al., 2013). Спорово-пыльцевой анализ использовался для диагностики коренных глинистых пород, которые в отдельных случаях было трудно отличить от аллювиальных суглинков (анализ выполнен д.г.н. О.К. Борисовой, ИГ РАН). На все ключевые участки изученных долин были составлены геоморфологические карты (карту на ключевой участок долины Верхнего Дона см. на рис. 1).

Результаты и обсуждение. На основании анализа полученных данных была реконструирована история развития долин бассейна Дона в позднем плейстоцене и сделаны следующие выводы.

Около 35-30 тыс. лет назад происходило врезание рек глубже современного уровня, о чем свидетельствуют близкие по значениям датировки аллювия как на высоких (в составе первой НПТ), так и на низких гипсометрических уровнях (на несколько метров ниже современного уреза) в долинах Хопра и Верхнего Дона (рис. 2). Так как изучаемая территория является стабильной в тектоническом отношении, врезание рек было связано с климатическими изменениями и сопутствовавшим им ростом водности рек.

Далее во время последнего ледникового максимума (LGM) на фоне повсеместного иссушения климата в регионе водность рек упала, врезание сменилось аккумуляцией в долинах. В условиях криоаридного климата происходила активизация эоловых процессов, в долинах могли формироваться эоловые покровы на поверхности террас и эоловые шлейфы (так, например, эоловые покровы и шлейфы обнаружены в долинах Хопра и Вороны).

После последнего ледникового максимума произошло значительное повышение

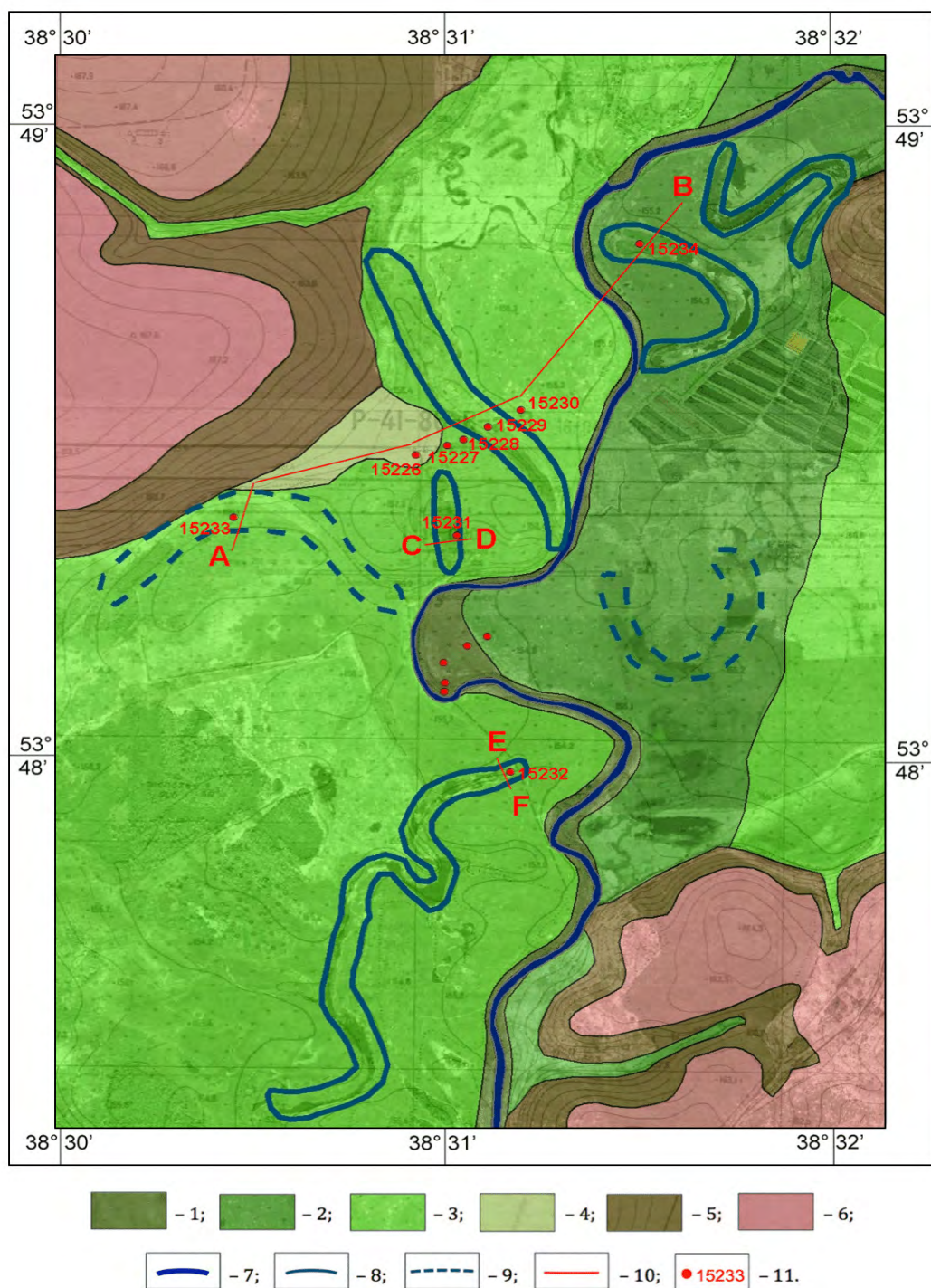


Рисунок 1. Геоморфологическая карта на ключевой участок долины р. Донв районе г. Епифань: 1 — голоценовая низкая и средняя пойма; 2 — позднеплейстоценовая высокая пойма (молодая генерация, 13-15 тыс. л.н.); 3 — позднеплейстоценовая высокая пойма (древняя генерация, 17-19 тыс. л.н.); 4 — позднеплейстоценовая надпойменная терраса; 5 — коренной эрозионный склон; 6 — междуречье; 7 — современное русло; 8 — контуры макроизлучин четкие; 9 — контуры макроизлучин нечеткие; 10 — линии профилей; 11 — скважины.

водности, приведшее к формированию макроизлучин, разработавших широкие днища речных долин в регионе. Эпоха повышенной водности датируется в долинах рек центра Восточно-Европейской равнины периодом 19-12 тыс.л.н. (Panin, Matlakhova, 2015). В долинах Хопра и Верхнего Дона нами было установлено, что формирование макроизлучин происходило в два этапа. Более древняя генерация макроизлучин формировалась к 19-17 тыс.л.н. Затем около 16-15 тыс.л.н., по-видимому, наблюдалось временное понижение водности. Формирование более молодой генерации макроизлучин, обусловленное высокой водностью, происходило около 15-12 тыс.л.н.

Далее в голоцене произошло снижение водности рек и значительное сужение поясов меандрирования. Наиболее крупные меандры современных рек, скорее всего, являются унаследованными от эпох повышенной водности. Основные русловые переформирования голоцена, по всей видимости, относятся ко времени раннего железного века (~2,5-3 тыс. л. н.). После раннего железного века водность рек упала, русловые переформирования в настоящее время менее активны, а на отдельных участках вооб-

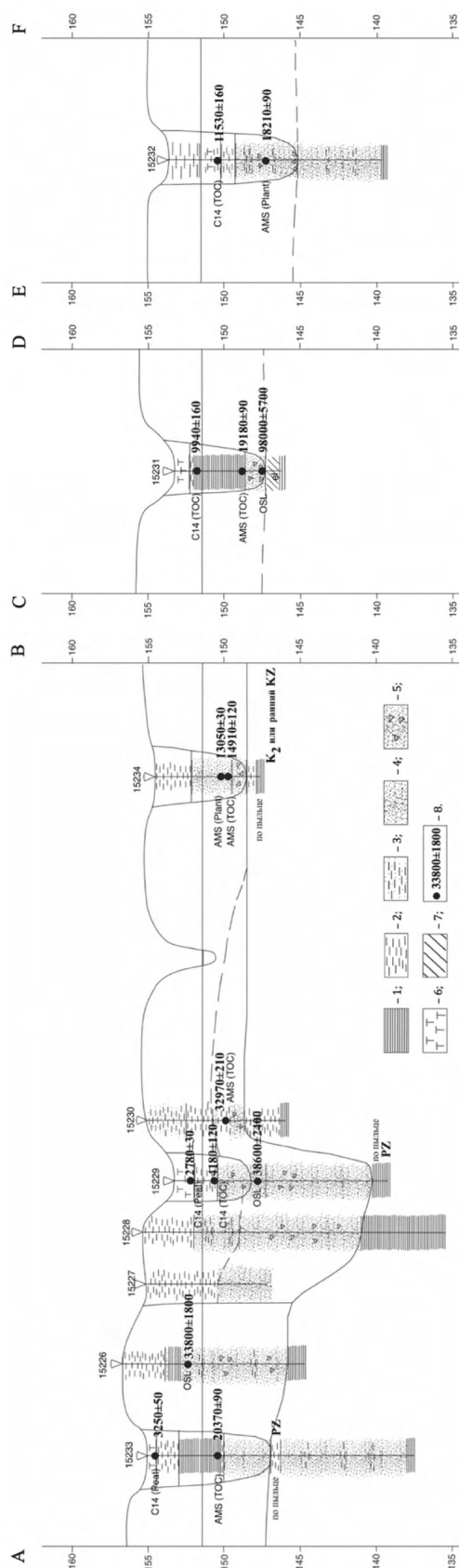


Рисунок 2. Поперечные профили через долину р. Дон в районе г. Еуфриат по линиям АВ, CD и EF: 1 — глина, 2 — суглинок, 3 — супесь, 4 — песок, 5 — песок с гравием, 6 — торф, 7 — элювий известняка; прочие: 8 — места отбора образцов на радиоуглеродный (C14 или AMS) и люминесцентный (OSL) анализ и возраст отложений (кал. л.н.); в скобках приведены сведения о материале, отобранном для радиоуглеродного датирования: Plant — растительные макроостатки, Peat — торф, TOS — общий углерод (total organic carbon).

Таблица 1. Количественные оценки стока по параметрам палеорусел для ключевых участков в долинах Верхнего Дона, Хопра, Вороны, Савалы и Битюга

Река	Участок	Генерация макроизлучин *	Координаты, °	Площадь водосбора F, км ²	Средний шаг макроизлучин L _{рп}	Средняя ширина палеоруслу W _{рп}	Коэффициент у	Палеорасход Q _{рп} , м ³ /с	Палеослой стока X _{рп} , мм	Современный расход Q, м ³ /с	Слой стока X, мм
Дон	Елифань	без разделения	53.807090 с.ш., 38.513790 в.д.	686	329,2	67,0	5,09	12,0	551	- **	- **
Хопер	Борисоглебск (Танцырей, Третьяки)	древняя	53.807090 с.ш., 38.513790 в.д.	19100	2727,4	520,6	7,71	263,9	436	66,2	109,0
Хопер	Борисоглебск (Танцырей, Третьяки)	молодая	51.293721 с.ш., 42.501465 в.д.	19100	1280,0	269,4	7,71	107,7	178	66,2	109,0
Ворона	Борисоглебск (Большие Алабухи)	без разделения	51.546239 с.ш., 42.277264 в.д.	13200	1364,0	346,2	7,37	146,5	350	37,9	90,0
Савала	Савальский, Жерлевка	без разделения	51.819293 с.ш., 41.494590 в.д.	1790	909,6	92,4	5,74	20,2	357	4,5	80,0
Битюг	Бобров	без разделения	51.055187 с.ш., 40.012790 в.д.	7340	1618	204,6	6,85	67,9	292	18,6	80,0

* Разделение макроизлучин на генерации при вычислениях палеорасходов проведено только для ключевого участка долины р. Хопер, так как древняя и молодая генерации в этой долине сильно отличаются по параметрам.

** По гидрологическому посту в г. Елифань отсутствуют наблюдения за расходами воды.

Использованные формулы (по Сидорчуку и др., 2000):

$$Q_{cp} = 0,012 \cdot y^{0,73} \cdot W^{1,36},$$

где Q_{cp} — среднегодовой расход, W — ширина русла, у — коэффициент, рассчитываемый по формуле:

$$X = Q_{cp} / F,$$

где X — слой стока.

$$y = aF^{0,125},$$

где F — площадь водосбора, а — коэффициент, зависящий от ландшафтных условий; для поздневалдайского времени в данном регионе его значение равно 2,25.

$$X = Q_{cp} / F,$$

где X — слой стока.

ще практически не выражены (как, например, в долине Верхнего Дона).

Для всех ключевых участков были сделаны количественные оценки стока по параметрам палеорусел, выполненные методом А.Ю. Сидорчука (Сидорчук и др., 2000, Sidorchuk, Borisova, 2000). Методика основана на гидравлико-морфометрических зависимостях в сочетании с уравнением водного баланса. Среднегодовой расход воды связан с шириной русла: связь параметризована по величине внутригодовой изменчивости стока воды, которая характеризуется отношением среднегодового и среднемаксимального расхода воды (подробнее методику см. Сидорчук и др., 2000). Полученные данные показывают, что поздневалдайский сток рек бассейна Дона превышал современный в 3-4 раза (см. табл. 1).

Выводы. Полученные результаты позволили сделать следующие выводы.

Конец плейстоцена характеризовался значительными изменениями водности рек, приводившими к чередованию этапов повышенной и пониженной водности. Для позднеледниковья были характерны экстремально высокие значения стока (в 3-4 раза больше современных значений), в долинах формировались большие палеорусла (макроизлучины). Развитие макроизлучин, судя по всему, происходило в позднеледниковье в два этапа: 19-17 и 15-12 тыс.л.н. В долинах Хопра и Верхнего Дона установлено две возрастные генерации макроизлучин и соответствующие им генерации высокой поймы. В голоцене произошло снижение водности рек и сужение поясов меандрирования, благодаря чему отдельные фрагменты больших палеорусел и смогли сохраниться в рельефе современных долин.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-35-00028 и № 18-00-00542 КОМФИ.

Литература

Панин, А.В., Сидорчук, А.Ю., Чернов, А.В. Макроизлучины русел рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций // Водные ресурсы. – 1992. – №4. – с. 93-96.

Панин, А.В., Сидорчук, А.Ю., Власов, М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер. геогр. – 2013. – №1. – с. 118-129.

Сидорчук, А.Ю., Панин, А.В., Чернов, А.В., Борисова, О.К., Ковалюх, Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – с. 196-230.

Bronk Ramsey, C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. – 2009. – 51(1). – P. 337-360.

Panin, A., Matlakhova, E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. – 130. – P. 46-61.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP // Radiocarbon. – 2013. – 55 (4). – P. 1869-1887.

Sidorchuk, A.Yu., Borisova, O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary International. – 2000. – Vol. 72. – №1. – P. 95-106.

Sidorchuk, A., Panin, A. and Borisova, O.
The Lateglacial and Holocene Palaeohydrology
of Northern Eurasia. Palaeohydrology:

Understanding Global Change. Ed. by
K.J. Gregory, G. Benito. – John Wiley & Sons,
Ltd., 2003. – P. 61-75.

**ПРИЗНАКИ МОЩНОГО РЕЧНОГО СТОКА
В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕЙ ОКИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ:
ПАЛЕОРУСЛА Р. МОКШИ**

Матлахова Е.Ю.^{1,2}, Панин А.В.^{1,2}, Украинцев В.Ю.^{1,3}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

³Институт географии РАН, Москва, Россия

matlakhova_k@mail.ru, a.v.panin@yandex.ru, v_ukraintsev@igras.ru

Аннотация. В нижнем течении р. Мокши в пределах высокой поймы на изученном ключевом участке развиты большие палеорусла (макроизлучины), являющиеся свидетельствами высокого речного стока. Подобные макроизлучины широко распространены в пределах Восточно-Европейской равнины, где формирование их обычно относят к позднеледниковью. В результате проведенного исследования было выполнено подробное описание морфологического строения долины р. Мокши на ключевом участке, описание макроизлучин и их параметров, выполнены палеорекострукции величин речного стока времени формирования больших палеорусел. Расчеты показали, что сток, сформировавший эти макроизлучины, примерно в 1,5-2 раза превышал современные значения.

Ключевые слова: макроизлучины (большие палеорусла), палеогеография плейстоцена, позднеледниковье, экстремальные палеогидрологические события, речные долины, флювиальная геоморфология

Долина р. Мокши была изучена в нижнем течении на участке от впадения р. Цны до устья Мокши. На рассматриваемом участке долины выражены два уровня надпойменных террас и обширная пойма. Высота поймы над современным меженным урезом реки — от 1 до 6 м, первой надпойменной террасы — около 9-11 м, второй — около 18-22 м. Ширина долины по бровкам на рассматриваемом участке составляет в среднем около 14-16 км, местами — 20-22 км и более. Из них большую часть занимает пойма, достигающая ширины 12-14 км. Судя по характеру поверхности поймы (ярко выраженный гривистый

рельеф в шпорах современных излучин, прирусловые отмели на выпуклых берегах, затоны, большое количество стариц и т.д.), река в настоящее время продолжает активно меандрировать.

Пойма р. Мокши на рассматриваемом участке преимущественно сегментно-гривистая, осложнена многочисленными палеоруслами разных размеров. Эти палеорусла и были основным объектом исследования. Среди палеорусел по размеру отчетливо выделяется две генерации — большие палеорусла (макромеандры), по своим размерам (ширина, шаг излучины) в несколько раз превышающие параметры современно-

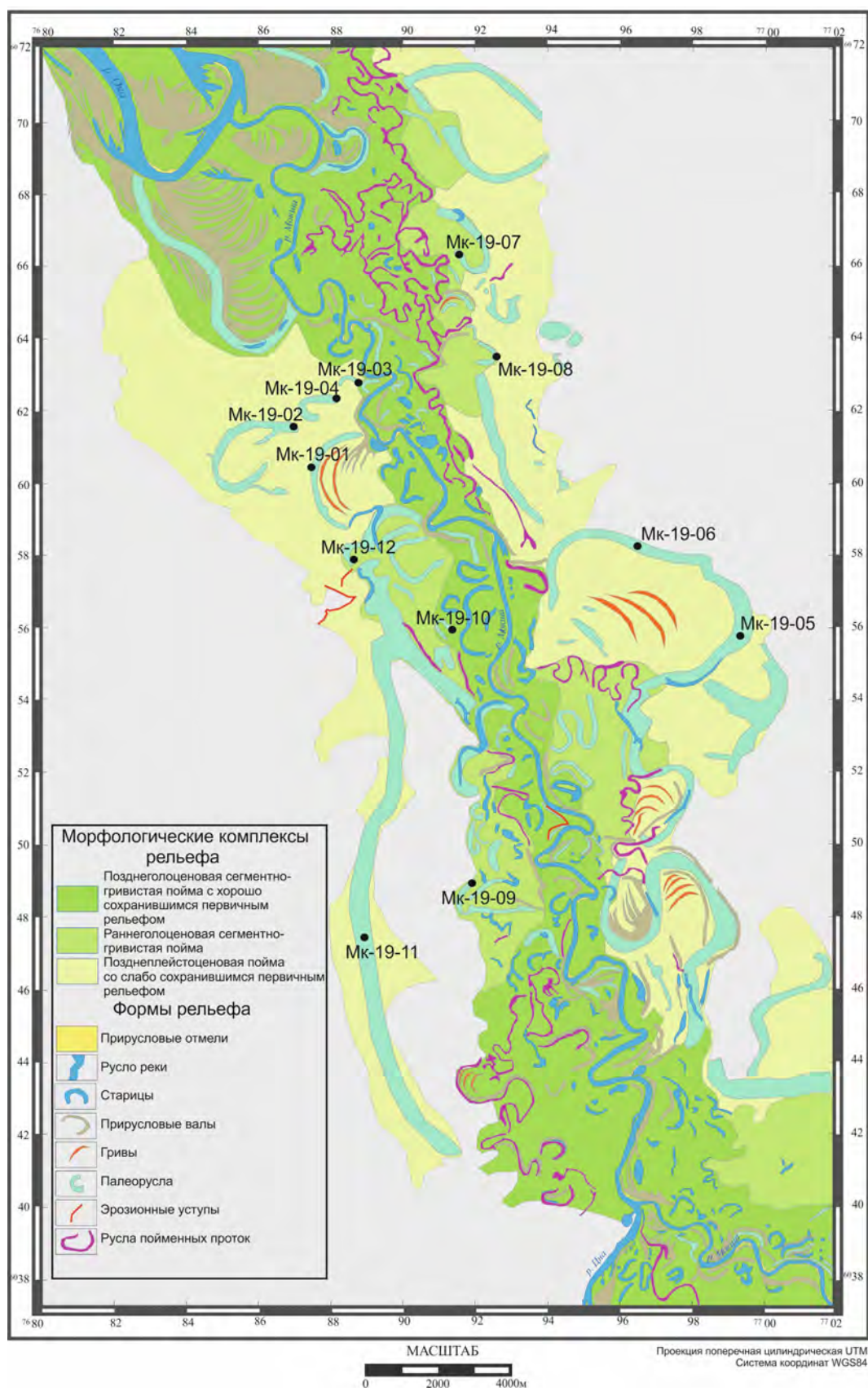


Рисунок 1. Геоморфологическая карта ключевого участка поймы р. Мокши.

го русла, и малые палеорусла, по размерам сопоставимые с современной рекой (рис. 1).

Ширина современного русла Мокши составляет на рассматриваемом участке в среднем от 100 до 150 м, на отдельных участках может быть несколько шире или уже. Шаг современных излучин от 300-400 до 600-700 м. Малые палеорусла имеют примерно такие же параметры. Большие же палеорусла (макроизлучины) имеют ширину русла до 250-300 м, шаг излучин — около 1500-2000 м.

В задачи исследования на ключевом участке долины р. Мокши входило бурение как больших палеорусел (макромеандров), так и малых палеорусел. Предположительно, крупные палеорусла имеют позднеплейстоценовый возраст и отражают период высокой водности, выделяемый во многих регионах Восточно-Европейской равнины в конце позднеледникового (Panin, Matlakhova, 2015). Для установления времени функционирования макроизлучин в долине р. Мокши в ходе полевых работ были отобраны образцы на абсолютное датирование. Среди малых палеорусел изучались наиболее древние из них для того, чтобы установить время начала их формирования и, соответственно, падения водности в долине.

В ходе выполненных в августе-сентябре 2019 г. полевых работ было проведено полевое обследование территории и геоморфологическое картографирование, изучено геологическое строение палеорусел р. Мокши путем механического бурения (буровая установка УПБ-25), отобраны образцы на радиоуглеродное датирование (преимущественно методом ускорительной масс-спектрометрии AMS), спорово-пыльцевой и гранулометрический анализ.

Всего было пробурено 12 скважин в

палеоруслах (глубиной от 11,5 до 22,5 м, обычно — 17,5-18,5 м; общая проходка скважин — 209 м), отобран 101 образец на различные виды анализов. В настоящее время часть образцов отдана в лабораторию радиоуглеродного датирования института географии РАН для выполнения датирования AMS-методом.

На изученный участок долины р. Мокши составлена геоморфологическая карта ее поймы (рис. 1), отражающая расположение массивов поймы различной морфологии и палеорусел с разными параметрами. Также на приведенной карте отмечено положение скважин. Геологическое строение пробуренных скважин представлено на рис. 2.

Заполнение палеорусел в долине Мокши представлено чередованием песков и суглинков, подстилаемых предположительно русловым аллювием, представленным хорошо отмытыми песками, обычно средне- или крупнозернистыми (рис. 2). В некоторых случаях под этими песками руслового облика идет снова чередование суглинков и песков или супесей, и только потом — хорошо отмытый крупнозернистый русловой аллювий. По-видимому, это могут быть разные возрастные генерации аллювия (либо наследование одного палеорусла другим, либо просто наложение на более древние аллювиальные фации). Датирование аллювиальных отложений по всей глубине скважин должно помочь решить проблему интерпретации этих данных.

Также интерпретация строения скважин может осложняться характером подстилающих дочетвертичных отложений: коренные породы в регионе представлены песками и глинами мелового и юрского возраста; под ними — каменноугольными глинами и известняками (Геология СССР, 1971, База дан-

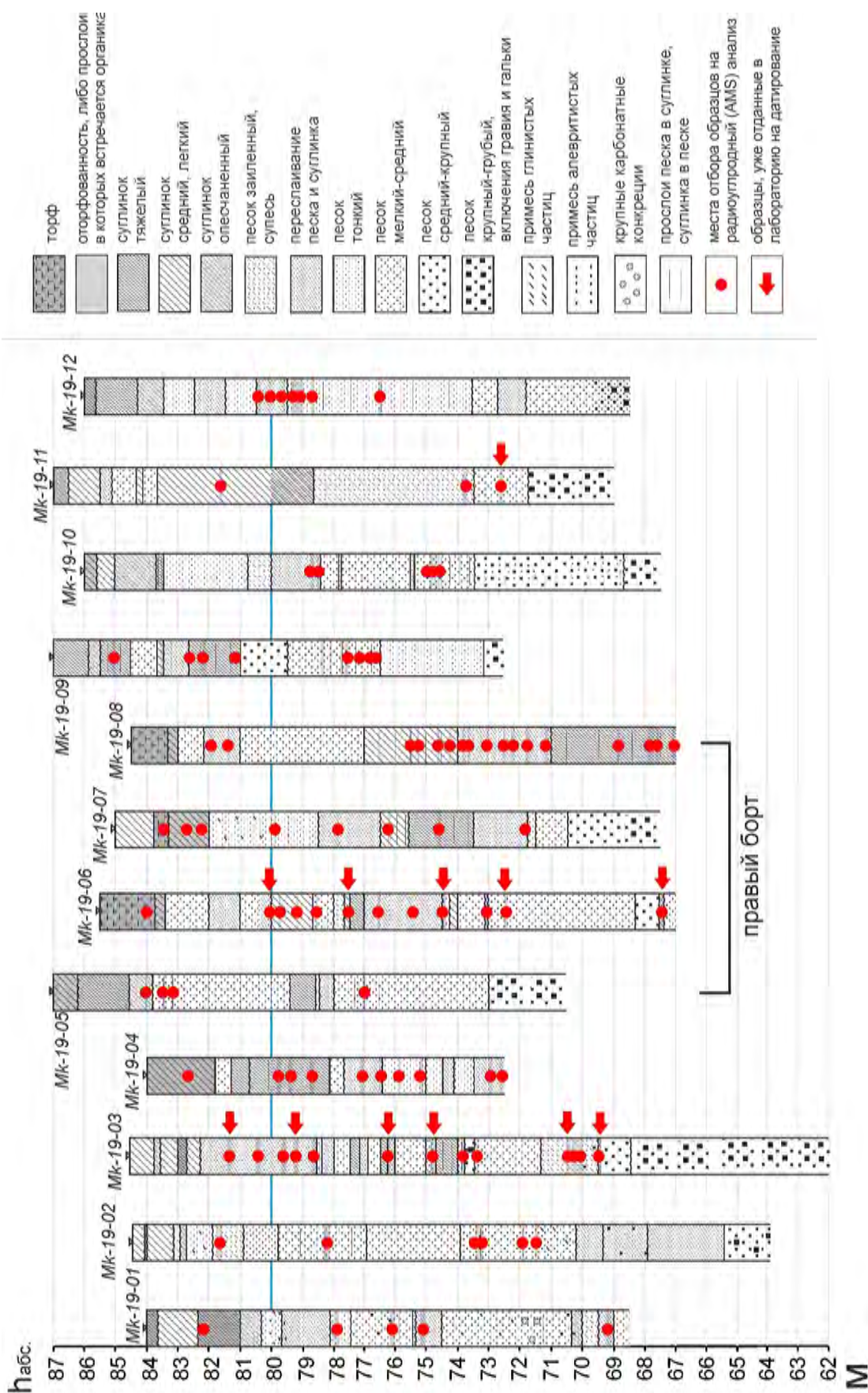


Рисунок 2. Геологическое строение палеорусел в долине р. Мокши

ных...ВСЕГЕИ). Долина Мокши на рассматриваемом участке как раз прорезает эти породы. Таким образом, переход от аллювиальных к подстилающим древним (морским) отложениям в некоторых случаях может быть не очевиден. Эта сложность также должна решиться датированием отложений по всей глубине скважин.

В связи с вышесказанным, было решено сначала продатировать по всей глубине две скважины – одну в крупном палеорусле (макроизлучине) (Мк-19-06) и одну в малом палеорусле (Мк-19-03). Это должно облегчить интерпретацию строения скважин, дать возможность понять, какая глубина отвечает молодым, а какая – древним палеоруслам, что облегчит выбор образцов для датирования из заполнений палеорусл в дальнейшем.

Для больших палеорусл (макроизлучин) на ключевом участке были сделаны количественные оценки стока по параметрам палеорусл, выполненные методом А.Ю. Сидорчука (Сидорчук и др., 2000, Sidorchuk, Borisova, 2000). Методика основана на гидравлико-морфометрических зависимостях в сочетании с уравнением водного баланса. Среднегодовой расход воды связан с шириной русла: связь параметризована по величине внутригодовой изменчивости стока воды, которая характеризуется отношением среднегодового и среднемаксимального расхода воды (Сидорчук и др., 2000).

При расчетах мы использовали следующие формулы (по Сидорчуку и др., 2000):

$$Q_{cp} = 0,012 y^{0,73} W^{1,36},$$

где Q_{cp} — среднегодовой расход, W — ширина русла, y — коэффициент, рассчитываемый по формуле:

$$y = aF^{0,125}, \text{ где } F \text{ — площадь водосбора,}$$

a — коэффициент, зависящий от ландшафтных условий; для поздневалдайского времени в данном регионе его значение равно 2,25.

$$X = Q_{cp} / F, \text{ где } X \text{ — слой стока.}$$

Полученные нами данные показали, что во время формирования макроизлучин (предположительно, позднеледниковье) сток р. Мокши превышал современный примерно в 1,5-2 раза.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в нижнем течении р. Мокши выделяется две генерации палеорусл — большие и малые. Большие палеорусла (макроизлучины), предположительно, имеют позднеледниковый возраст и отражают период высокой водности, выделяемый во многих регионах Восточно-Европейской равнины в конце позднеледниковья. Расчеты методом А.Ю. Сидорчука показали, что палеорасход времени формирования макроизлучин примерно в 1,5-2 раза превышал современный. Формирование малых палеорусл относится ко времени последующего падения водности (предположительно, в начале голоцена). Датирование заполнений палеорусл позволит установить время формирования больших палеорусл и период высокой водности, а также время падения водности и начала образования малых палеорусл.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФ (проект № 19-17-00215 «Исследование и моделирование возможных сценариев формирования экстремальных палеогидрологических явлений в бассейне Каспия в позднеледниковье»).

Литература

Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание — М.: Недра, 1971. — 742 с.

Сидорчук, А.Ю., Панин, А.В., Чернов, А.В., Борисова, О.К., Ковалюх, Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслowego анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – С. 196-230.

Panin, A., Matlakhova, E. Fluvial chronology in the East European Plain over the

last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. –2015. – 130. – P. 46-61.

Sidorchuk, A.Yu., Borisova, O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary International. – 2000. – V.72. – No1. – P. 95-106.

База данных государственных геологических карт ВСЕГЕИ. URL: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕРНООЗЕРСКОЙ ГРИВЫ (ДОЛИНА Р. ИРТЫШ) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ — РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Осинцева Н.В.¹, Шмидт И.В.², Горбунова Т.А.², Лауэр Т.³, Шнайдер Б.⁴,
Тиapp X.⁵, Штойбле X.⁵

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
Новосибирск, Россия, n_osinceva@mail.ru

²Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, Омск, Россия,
rebew@rambler.ru, dr.stones@yandex.ru

³Институт эволюционной антропологии Макса Планка, Лейпциг, Германия,
tobias_lauer@eva.mpg.de

⁴Университет Лейпцига, Лейпциг, Германия, bschneid@rz.uni-leipzig.de

⁵Археологическое ведомство Саксонии, Лейпциг, Германия,
Christian.Tinapp@lfa.sachsen.de, Harald.Staeuble@lfa.sachsen.de

Аннотация. Палеогеографические условия формирования Черноозерской гривы изучены по данным геоархеологических работ, включающих археологические изыскания, инструментальную съемку местности, геоморфологическое профилирование, изучение разреза отложений, гранулометрический и геохимический анализы, радиоуглеродное и ОСЛ-датирование. Накопление отложений Черноозерской гривы происходило на рубеже сартанского позднеледниковья — раннего голоцена в холодных климатических условиях, в процессе эолового переноса в перигляциальных ландшафтах. Установлен субаэральный генезис осадков гривы, низкая степень их химического выветривания, которая несколько увеличилась в раннем голоцене. Обнаруженный в отложениях гривы памятник палеолитической культуры связан с лесовидными породами, формировавшимися в относительно теплый климатический период, однако степень выветривания осадков сохранялась на уровне от низкой до умеренной.

Ключевые слова: геоморфология, геоархеология, археология палеолита, эоловый рельеф, лессовые отложения, Западная Сибирь

Введение. Реконструкция физико-географических условий в позднем неоплей-

стоцене-раннем голоцене проводится в рамках междисциплинарных исследований на археологическом объекте культурного наследия федерального значения — стоянка Черноозерье II, обнаруженная в 1960-х годах в отложениях Черноозёрской гривы. Задачей исследований является восстановление условий, в которых происходило осадконакопление и формирование культуросодержащих горизонтов эпох палеолита и мезолита. Палеогеографические реконструкции позволят продвинуться в решении спорных вопросов: режим обитания людей на стоянке, система жизнеобеспечения и природопользования древних коллективов, их хозяйственная деятельность и т.д.

Район исследования — юг Западно-Сибирской равнины: левобережная часть долинного комплекса р. Иртыш — Среднеиртышская низменность — с преобладающими абсолютными высотами 60–80 м над у.м. Территория принадлежит к подзоне центральной лесостепи Западно-Сибирской равнины (Булатов В.И., 1993), для неё характерна сильная антропогенная трансформация. Долина Иртыша состоит из поймы и серии надпойменных террас, урез реки в районе работ составляет 62,5 м над у.м., высота поймы 5–7 м, первой надпойменной террасы 9–12 м над урезом воды. Черноозёрская грива сформировалась на первой надпойменной террасе и возвышается над ее поверхностью на 1–3 м. Максимальная абсолютная высота гривы составляет 77 м над у.м.

Материалы и методы. На протяжении 2013–2020 годов коллективным автором были проведены археологические работы, в ходе которых получена коллекция каменных артефактов и кости, обнаружены участки культурных отложений финала

палеолита, дополнены данные о стратиграфии памятника (Шмидт и др., 2017, 2019). Применялись методы инструментальной топографической, фотограмметрической и GPS-съёмки, картометрические работы, дешифрирование космических снимков. Выполнено геоморфологическое профилирование, установлены абсолютные высоты поверхности, составлены ортофотопланы поверхности. Геолого-геоморфологическое изучение отложений гривы проводилось по стенкам археологических раскопов на глубину до 3,5 м. Фиксировались: последовательность залегания слоев, их мощность, литология, структурно-текстурные особенности, окраска, включения, характер границ и др. свойства.

Из выделенных стратиграфических слоев отобраны пробы на гранулометрический и геохимический анализы, которые были выполнены в Лаборатории геоэкологии географического института Лейпцигского университета (Германия). Определение гранулометрического состава осуществлялось путем просеивания и анализа скоростей частиц в гравитационном поле при помощи рентгеновского гранулометра SediGraph III 5120 с MasterTech MT 052 фирмы Micromeritics. Измерение pH производилось электрометрическим способом с помощью стеклянного электрода. Определение карбонатов проведено кальциметром ФА. Eijkelkamp по методу Scheibler. Рентгенофлюоресцентная спектроскопия (RFA) осуществлялась с помощью рентгеновского флуоресцентного анализатора XEPOS (ED-XRF) фирмы SPECTRO. Osteологический материал датирован радиоуглеродным методом (Горбунова Т.А. и др., 2016), также из отложений гривы были получены даты методом ОСЛ (Институт эво-

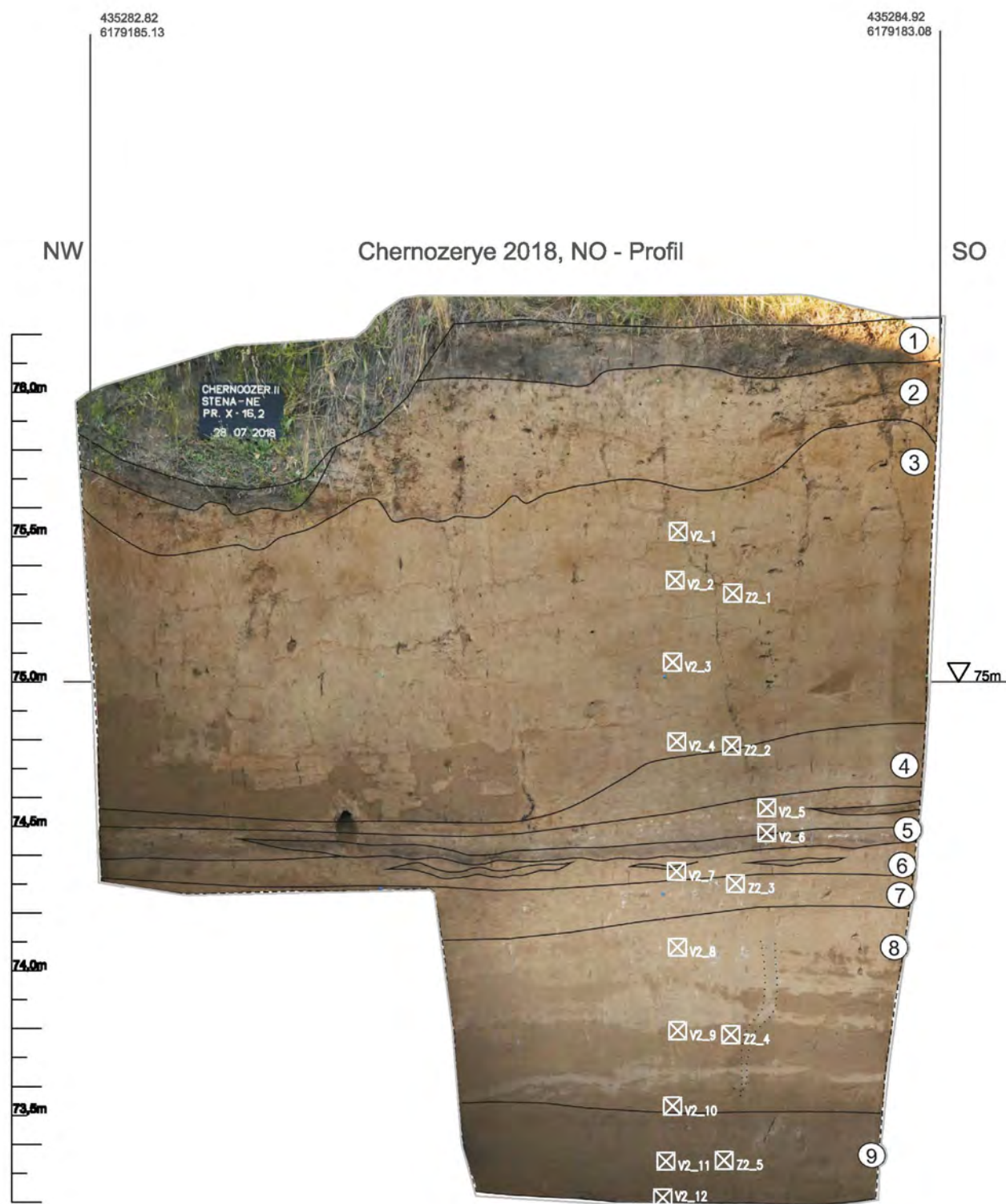


Рисунок 1. Разрез отложений Черноозерской гривы с номерами слоев (в кругах) и точками отбора проб

люционной антропологии Макса Планка, Лейпциг, Германия).

Результаты исследования и их обсуждение. Толща отложений Черноозерской гривы представляет собой обломочную рыхлую горную породу, преимущественно мелкозем, с небольшими включениями гравия (рис. 1). Установленная мощность отложений составляет не менее 6,4 м, а, учитывая, что верхняя ее часть была снята при археологических работах в 60х-70х гг. XX в., на 1,6 м (Цейтлин, 1979), и, возможно, до 3,75 м (Генинг, 1968), она может достигать 8,5 м. Осадки относятся к субэраальными отложениям эолового генезиса. Подстилающие их аллювиальные осадки были обнаружены в шурфе, заложенном на этой же гриве в 2015 г., на глубине 2,42 м. Таким образом, мы оцениваем мощность субэраальных отложений гривы в разных ее частях от 2 до 9 м.

Возраст отложений, полученный по методу ОСЛ-датирования, соответствует времени от $21,3 \pm 2,1$ (L-Eva 1620) до $11 \pm 1,2$ (L-Eva 1972) тыс. лет назад. В это время в Западной Сибири отмечалась последняя сартанская фаза зырянского оледенения (22–10,6 тыс. лет назад, с максимумом похолодания 20–18 тыс. лет назад). Ледниковые покровы располагались на северном Урале, Таймыре, Северо-Сибирской низменности, пл. Пutorана. Изучаемая территория находилась южнее центров оледенения, в перигляциальной зоне. Для растительности был характерен смешанный состав: представители лесных, тундровых и степных видов соединялись в перигляциальные лесотундры и степи, аналогов которым нет в современных ландшафтах (Архипов, Волкова, 1994). Среди представителей фауны были широко распространены обитатели откры-

тых пространств: бизон, лошадь, сайгак, суслик, заяц. Господствовал холодный и сухой резко континентальный климат. Было развито подземное оледенение, многолетнемерзлые породы распространялись на юг вплоть до 50° с.ш., их мощность достигала 300 м (Евсеева, Жилина, 2010; Баулин и др., 1989). Происходило активное накопление лёссовых отложений, связанное с эоловым переносом пыли из пустынь, окаймлявших ледниковые покровы («холодный лёсс»). Так на Нижнеиртышской низменности и прилегающих равнинах сформировался покров лёссовидных пород мощностью до 5–10 м (Золотарев, 1983).

Отложения сартанского времени в Черноозерской гриве (слои 9,8) представляют собой мелкозём с преобладанием песка (50–80%), содержанием алеврита 8–30%, глины 9–16%. В минеральном составе частиц отмечается большое содержание кварца. Осадки рыхлые, неслоистые, серые, серо-желтые, серо-коричневые. Химическое выветривание пород происходило слабо, преобладало истирание и дробление частиц в процессе эолового переноса. Об этом свидетельствуют показатели выветривания CIA (Chemical Index of Alteration) от 67,9 до 75. Значения этого индекса характеризуют переход полевого шпата в глинистые минералы, в интервале от 50 до 70 они характерны для ледниковых эпох (Nesbitt, Young, 1982).

Низкая степень выветривания породы в условиях похолодания подтверждается повышенными соотношениями Sr/Rb (2,9–3,1), Si/Al (6,7–6,8) Zr/Al (7,0–7,1), K/Rb (291–298), а также очень низким отношением Ti/Ca (0,1–0,2). Показатель Ti/Ca в сочетании с коэффициентом K/Ti позволяет обнаружить в породе вторичные карбонаты (Fischer, P. et al. 2012). Хотя коэффици-

енты K/Ti здесь относительно высоки, при учете значений Ti/Ca и нейтральных значений pH (7,4–7,6), при низком содержании CaCO₃ (10–40 мг/кг), выполненный анализ позволяет делать вывод об отсутствии вторичного обогащения пород этого возраста карбонатами. Также в этих слоях мы видим увеличение доли песка в отложениях, что говорит об усилении интенсивности эоловых процессов во время, предшествующее появлению культурного горизонта (5).

Около 15 тыс. лет назад наступает заключительная фаза сартанского оледенения. Ледниковый покров начал разрушаться и отступать, климат становился более теплым. На рубеже неоплейстоцена-голоцена произошел резкий перелом в развитии природных условий всей Северной Евразии. К этому времени относятся осадки, в которых сформировался позднепалеолитический культурный горизонт (слой 5). Пробы, полученные из органических материалов этого горизонта — кость лошади и кость зайца — датированы радиоуглеродным методом и свидетельствуют об их раннеголоценовом (пребореальном) возрасте — 10,5–11 тыс. лет назад (Горбунова и др., 2016). По данным палеогеографических исследований (Климанов, 1987, Евсеева, Жилина, 2010), пребореальный период голоцена на юге Западной Сибири все еще был холодным и сухим, хотя произошло его некоторого смягчение. Средние температуры июля и января были ниже современных на 10° или больше, а среднегодовое количество осадков ниже на 150–200 мм. Это было связано с мощным антициклоном, установившимся над горами южной части Азии.

В горизонтах этого возраста, к слою (5)

обнаруживаются признаки некоторого потепления климата: снижение показателей Si/Al (5,9), Zr/Al (4,9), Sr/Rb (2,7), K/Rb (263). В вышележающих слоях снижение этих показателей продолжается с небольшими колебаниями, что интерпретируется как общая тенденция наступления более теплой фазы климата в начале голоцена.

Также от слоя 8 к слою 3 происходит постепенное общее увеличение значений CIA от 69,3 до 79,8, что говорит о нарастании интенсивности химического выветривания от умеренного к повышенному и изменении климатических условий от прохладных к более теплым. На фоне общего увеличения индекса выветривания наблюдаются его колебания: увеличение в слоях 6 (76,5) и 3 (79,5–79,8), снижение в слое 5 (71,0–73,8). Следовательно, можно говорить о небольшом потеплении, совпадающем с формированием в слое 5 культурного горизонта, которое вскоре сменилось похолоданием.

Начиная от 9 тыс. лет назад (бореальный период голоцена) в Западной Сибири наступает резкое изменение природных условий, которое выразилось в потеплении и уменьшении континентальности климата. Температура воздуха была выше на 3,5–4°, а количество осадков ниже современного (Савина, Хотинский, 1982). Перигляциальные ландшафты уступают место лесной растительности. В это время в Черноозерской гриве прекратилось интенсивное эоловое осадконакопление, усилилось выветривание лесовых пород, началось образование почвы.

Выводы. Черноозерская грива сложена лессовидными породами, которые представляют собой мелкозём с повышенной долей песчаной фракции (60–80%), и квар-

ца в минеральном составе. Накопление отложений относится к рубежу неоплейстоцена–голоцена, что соответствует финалу сарганской фазы зырянского оледенения (МИС-2) и пребореальному периоду голоцена (МИС-1), абсолютный возраст осадков 21–10 тыс. лет.

Осадконакопление происходило в холодных климатических условиях, в процессе эолового переноса в перигляциальных ландшафтах. Интенсивность химического выветривания данных отложений от низкой до умеренной, она нарастала в интервале от 15 до 10 тыс. лет назад, в это время происходило волнообразное потепление климата.

С опорой на полученные результаты о режиме формирования гривы без активного воздействия водных потоков и в условиях относительного потепления климата, появляется возможность переосмыслить режим обитания древнего человека в данной местности. Это скажется на переоценке существующих и появляющихся археологических фактов.

Литература

Архипов, С.А., Волкова, В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.

Баулин, В.В., Васильчук, Ю.К., Трофимов, В.Т., Чеховский, В.Л. Историко-геологические закономерности формирования геокриологических условий / Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М., 1989. – С. 20–38.

Булатов, В.И. Картографирование Омской области на базе ландшафтно-экологических исследований для целей рационального природопользования – Новосибирск, 1993.

Генинг, В.Ф. Отчет об археологических исследованиях у с. Черноозерье Саргатского района Омской области, произведенных летом 1967 г. Уральской археологической экспедицией – Свердловск, 1968. – П-50/1967.

Горбунова, Т.А., Осинцева, Н.В., Шмидт, И.В., Штойбле, Х. Новые данные по геоморфологии, стратиграфии и датировке стоянки Черноозерье II / Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2016. – Вып. 5. – С. 153–157.

Евсеева, Н.С., Жилина, Т.Н. палеогеография конца позднего плейстоцена и голоцена (корреляция событий): учебное пособие – Томск: Изд-во НТЛ, 2010. – 180 с.

Золотарев, Г.С. Инженерная геодинамика – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1983. – 328 с.

Климанов, В.А. Характеристика климата на территории СССР около 10500 лет назад / Ледники и климат. – Томск, 1987. – С. 67–74.

Савина, С.С., Хотинский, Н.А. Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена / Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 231–244.

Цейтлин, С.М. Геология палеолита Северной Азии – М.: Наука, 1979. – 151 с.

Шмидт, И.В., Горбунова, Т.А., Косинцев, А.П. Исследования на Черноозерской гриве / Археологические открытия – 2015. – 2017. – С. 423–426.

Шмидт, И.В., Горбунова, Т.А., Осинцева, Н.В., Штойбле, Х., Руммер, М. Черноозерье II — результаты полевого археологического сезона 2018 г. // Вестник Омского университета. Серия «Исторические науки». – 2019. – №1 (21). – С. 205–214.

Fischer, P., Hilgers, A., Protze, J., Kels, H.,

Lehmkuhl, F., Gerlach, R. (2012): Formation and geochronology of Last Interglacial to Lower Weichselian loess/palaeosol sequences — case studies from the Lower Rhine Embayment, Germany. // *Quaternary Science Journal*. —

Vol. 1. — Number 1. *Geozon*. — P. 48-63.

Nesbitt, H.W. and Young, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. — 1983. — 299. — P. 715–717.

РАННЕГОЛОЦЕНОВОЕ ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЕ УЛЬТРАВЫСОКОНАПОРНОЕ ЛЕДОВО-ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО — МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕГРАДАЦИИ

Поздняков А.В.^{1,2}, Пупышев Ю.С.¹

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия,

²Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,
synergeia.pol@gmail.com

Аннотация. На основе проведенных исследований уточнены характеристики ледово-подпрудной плотины раннеголоценового Чуйско-Курайского озерного бассейна. Установлено, что в максимум наполнения ледовая плотина имела высоту более 673 м, протяженность ее составляла 40 км, а площадь ледовой поверхности достигала 350 км².

Ключевые слова: ледово-подпрудное озеро, ультравысоконапорная ледовая плотина, неоплейстоцен, ледоем, континуально-дискретный расход воды, абразионные уступы

Введение. Феномен Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера с момента его открытия (Лунгерсгаузен, Раковец, 1958) изучался многими исследователями, однако единого мнения по большинству аспектов его существования так и не сложилось. Дискуссии ведутся в отношении максимальной высоты наполнения озера (Русанов, 2008), времени и механизма его формирования, формирования ледовой плотины (Окишев, Бородавко, 2001), продолжительности спуска (Бутвиловский, 1993, Рудой, 2001, Зольников, Деев, 2013, Baker et al., 1993, Herget, 2005), генезиса оставленных озером морфоскульптур (Рудой, 2005) и по другим вопросам. Целью исследования является раскрытие механизма синхронного изменения уровня водной поверхности озера и высоты ледовой плотины в стадиях формирования и деградации.

Из всех лимногенных морфоскульптур, оставленных Чуйско-Курайским озером,

абразионно-аккумулятивные уступы являются основным источником информации о параметрах водного бассейна. Их определение нами производилось на основе геоморфологических экспедиционных исследований, высокоточного нивелирования абразионно-аккумулятивных террас, баров и цифровой модели рельефа, составленной в среде ArcGIS по данным SRTM.

В большинстве научных публикаций формирование ледовой плотины объясняется подпруживанием ее горно-долинными ледниками, спускавшимися в Курайскую котловину с противоположных хребтов — Северо-Чуйского и Курайского. Утверждается (Окишев, Бородавко, 2001), что плотина, образованная слиянием ледников, в районе массива Белькенёк имела наибольшую высоту — 800 м (достигала абс. высоты 2200 м) и характеризовалась «...интенсивным блоковым дроблением льда, трещиноватостью, что обеспечивало нахож-

дение талыми водами достаточных каналов стока...» (Окишев, Бородавко, 2001, с. 4). Однако наличие каналов и трещин в теле плотины противоречит возможности формирования озерного бассейна с глубиной более 673 м и гидростатическим давлени-

ем на подпруживающую плотину, превышающем 60 кг/см². Механизм формирования целостной водонепроницаемой и устойчивой ледовой плотины, способной сдерживать большой напор воды в результате подпруживания горно-долинными ледниками,

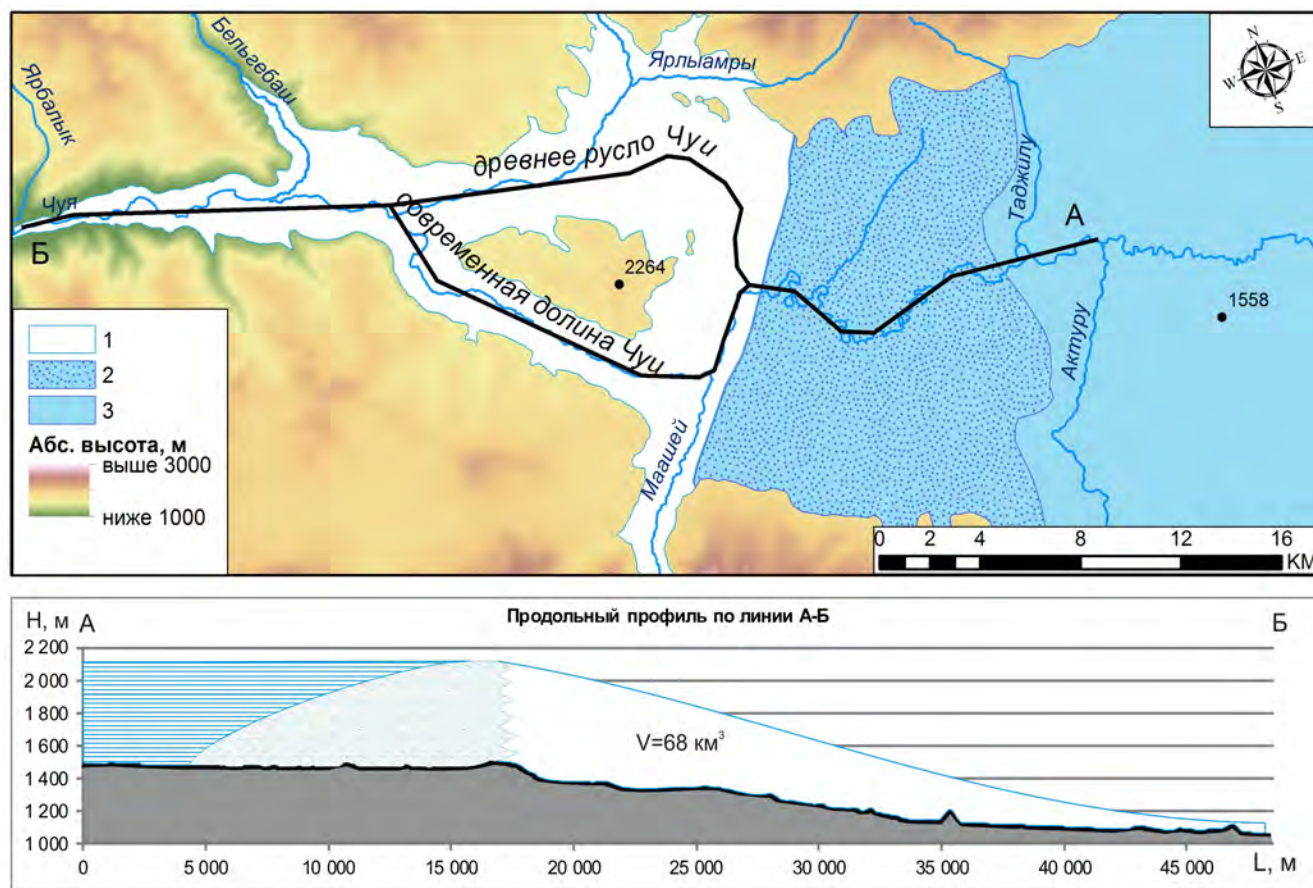


Рисунок 1. Схема строения ультравысоконапорной ледовой плотины Чуйско-Курайского озера: 1 — часть ледовой плотины, формировавшаяся за счет наледей: в древней долине р. Чуя (р. Менка); в долине левого притока р. Чуи (участок современной долины р. Чуи); 2 — подводная часть ультравысоконапорной ледовой плотины в пределах верхнего бьефа акватории озера; 3 — акватория палеозера на уровне 2133 м.

не обоснован.

Условия формирования ледовой плотины. Территория Чуйско-Курайской котловины в период оледенения находилась в перигляциальной зоне, когда долины горных рек были заполнены ледниками (Галахов, Самойлова, 2007, 2008) и, несомненно, расход воды в р. Чуе на рассматриваемой территории был заведомо меньше современ-

ного. Но даже сейчас, в период потепления климата, в зимнее время в небольших притоках р. Чуи расход воды приближается к нулю (Ивановский, 1981; Галахов, Самойлова, 2007, 2008) и русла закрыты наледями. Можно полагать, что формирование ледо-подпрудного озера происходило в основном за счет руслового стока р. Чуя, когда поверхностный сток отсутствовал, а расход

воды в реке действовал за счет грунтового питания и характерного для горных рек подруслового стока. В настоящее время зимний расход воды в р. Чуе на замыкающем Чаган-Узунском створе составляет 4,88 м³/с, а летний — 20,7 м³/с, среднемноголетний расход воды — 12,8 м³/с (Ресурсы..., 1969). Количественно расход воды в перигляциальных условиях раннего голоцена можно сравнивать с современным зимним расходом р. Чуи.

Механизм формирования ледовой подпруды и продолжительность наполнения озерного бассейна. Формирование ледовой плотины происходило по следующему алгоритму: перелив воды через плотину, с образованием распластывающегося тонкого слоя воды → формирование наледи → увеличение высоты плотины → увеличение глубины озера и т.д., по замкнутому кругу саморегуляции с положительной обратной связью (Pozdnyakov, 2019). Малые расходы воды в Чуе, большая площадь (более 350 км²) и незначительные уклоны (менее 1°) поверхности разлива воды благоприятствовали распластыванию воды тонким слоем и послойному намораживанию льда. Учитывая достаточно изученные механизмы процессов формирования речных наледей, а также искусственного увеличения мощности льда за счет самонамораживания, можно полагать, что предлагаемый нами механизм формирования ультравысоконапорной устойчивой к разрушению ледовой плотины был наиболее вероятным (рис. 1).

Согласно предварительным данным, суммарный объем льда, слагающего ледовую плотину, составлял 68 км³, а площадь ледовой плотины превышала 350 км². Формирование плотины (следовательно, и озерного бассейна с объемом воды 753 км³, при среднемноголетнем расходе 12,8 м³/с) продолжалось в течение не менее 1868 лет.

Можно полагать, что расход воды р. Чуи был меньше и, следовательно, продолжительность формирования ледово-подпрудного озерного бассейна превышала указанную величину.

Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро в стадии деградации. Наиболее дискуссионной проблемой при изучении Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера остается определение расходов воды в период его деградации (Поздняков, Хон, 2018). В научных публикациях постулируется утверждение, согласно которому спуск озера носил кратковременный или мгновенный характер в результате прорыва ледовой плотины Чуйско-Курайского озера, с образованием транзитного водного потока с расходом воды от 4,5 до 10 млн м³/с (Инишев и др., 2015). Существуют оценки, согласно которым расход воды был еще больше и достигал 18 млн м³/с (Бутвиловский, 1993, Рудой, 2005, Herget, 2005).

Анализ распределения относительных и абсолютных высот абразионно-аккумулятивных уступов, формировавшихся при понижении уровня водоема, и расчет продолжительности их формирования (Поздняков, Пупышев, 2018) позволили количественно оценить расходы воды при спуске из озера. Проведенные расчеты в основном подтверждают предположения о том, что формирование одной абразионной террасы (бара) происходило в течение одного летнего сезона (около 95 суток), а понижение абсолютной высоты уровня озера и, соответственно, относительной высоты абразионных уступов носило континуально-дискретный характер (Поздняков, Пупышев, 2020).

Исследование распределения относительных высот уступов (Поздняков, Пупышев, 2020) показывает, что спуск озерного водоема характеризовался паводочным режимом. В начальный период спуска, когда площадь акватории была максимальной

(3000-3050 км²), а понижение уровня 1-2 м/год, расход воды составлял 370–730 м³/с. Периодически повторявшиеся пиковые паводковые расходы воды, особенно хорошо выраженные на уровнях с абсолютной высотой 2100–1700 м, составляли 800–2120 м³/с, а с учетом таяния плотинного льда (68 м³), расход воды в паводках достигал 2160 м³/с. В целом спуск озера происходил неравномерно и с постепенным затуханием в течение порядка 200 лет (Поздняков, Пупышев, 2020).

Выводы. Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что изменение высоты ледовой плотины Чуйско-Курайского озера происходило синхронно с изменением уровня водной поверхности. Формирование ультравысоконапорной ледовой плотины с одновременным наполнением озера протекало в течение 1868 лет и осуществлялось путем послойного самонамораживания льда до абсолютной отметки 2133 м, чему благоприятствовали перигляциальные климатические условия и малые расходы воды в р. Чуя. Началом процесса могла послужить ледниковая подпруда, либо оно было результатом образования шуги, зажоров и др.

Период деградации и спуск озера был не одномоментным или кратковременным, как ранее полагалось; можно полагать, что спуск озера происходил в течение 200 лет и носил континуально-дискретный характер. Расходы воды в паводках, с учетом объемов воды от таяния льда ледовой подпруды, достигали 2160 м³/с. Паводковые расходы воды значительно превышали современные расходы в р. Чуя, что предопределило катастрофические изменения ландшафтов и морфоскульптуры долин рек Чуи и Катунь (Pozdnyakov, Borodavko, 2015).

Исследование выполнено по проекту № 0369-2019-0005 государственного задания ИМКЭС СО РАН.

Литература

Бутвиловский, В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 253 с.

Галахов, В.П., Самойлова, С.Ю. Оледенение Чуйской котловины в максимум последнего похолодания (Юго-Восточный Алтай) / Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – 2007. – С. 70-72.

Галахов, В.П., Самойлова, С.Ю. Древнее оледенение «сухих долин» Чуйской котловины (Юго-Восточный Алтай) // Известия РГО. – 2008. – Вып. 3. – С. 35-39.

Зольников, И.Д., Деев, Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII. – №4. – С. 74-82.

Ивановский, Л.Н. Гляциальная геоморфология гор – Новосибирск: Наука, 1981. – 172 с.

Инишев, Н.Г., Рудой, А.Н., Земцов, В.А., Вершинин, Д.А. Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // Докл. Акад. наук. – 2015. – Т. 461. – №2. – С. 220-222.

Лунгерсгаузен, Г.Ф., Раковец, О.А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Труды ВАГТ. – 1958. – Вып. 4. – С. 79-91.

Окишев, П.А., Бородавко, П.С. Реконструкции «флювиальных катастроф» в горах Южной Сибири и их параметры // Вестн. Том. ун-та. – 2001. – №274. – С. 3-13.

Поздняков, А.В., Хон, А.В. К методике оценки расходов воды в Чуйско-Курайском ледово-подпрудном озере в стадии деградации // Успехи современного естествознания. – 2018. – №1. – С. 130-135.

Поздняков, А.В., Пупышев, Ю.С. Дина-

мика абразионно-аккумулятивных процессов в условиях непрерывного понижения уровня водного бассейна / XXXVI пленум Геоморфологической комиссии РАН: материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Геоморфология — наука XXI века». — Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2018. — С. 314–319.

Поздняков, А.В., Пупышев, Ю.С. Континуально-дискретный режим деградации Чуйско-Курайского ледово-подпрудного озера // Геосферные исследования. — 2020. — №1. — С. 56-65.

Поздняков, А.В., Пупышев, Ю.С. Чуйско-Курайское ледово-подпрудное озеро в стадиях формирования и деградации // Вестник СГУГиТ. — Новосибирск: СГУГиТ. — 2019. — Т.24. — №2. — С. 238-247.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15: Алтай и Западная Сибирь. Горный Алтай и Иртыш / Под ред. В.А. Семенов. — Л.: Гидрометеиздат. — 1969. — Вып. 1. — 328 с.

Рудой, А.Н. Возможные гидравлические характеристики и геохронология гляциальных суперпаводков на Алтае // Известия Русского географического общества. — 2001. — Т. 133. — Вып. 5. — С. 30–40.

Рудой, А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение) — Томск: Изд-во

Том. пед. ун-та, 2005. — 224 с.

Русанов, Г.Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология. — 2008. — №1. — С. 65–71.

Baker, V.R., Benito, G., Rudoy, A.N. Palaeogidrology of late Pleistocene Superflooding, Altay Mountains, Siberia // Science. — 1993. — Vol. 259. — P. 348-350.

Herget Jü. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia / The Geological society of America, Special Paper 386. Boulder. Colorado., USA, 2005. — 118 p.

Pozdnyakov, A.V. Glacial Geosystems: principles of self-organization // Geography and Natural Resources. — 2013. — Т. 34. — №2. — P. 118-123.

Pozdnyakov, A.V. Self-freezing of the ice dam: the self-regulation algorithm // Geography and Natural Resources. — 2019. — Т. 40. — №2. — P. 180-186.

Pozdnyakov, A.V., Borodavko, P.S. Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene/Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics. Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution: Extended abstracts of International conference. Barnaul, Russia. — Publishing House of Altai State University, 2015. — P. 55–60.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ «РЯБИ ТЕЧЕНИЯ» ВСЛЕДСТВИЕ РУЧЕЙКОВО-БИФУРКАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ (КУРАЙСКАЯ КОТЛОВИНА, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Поздняков А.В.^{1,2}, Пупышев Ю.С.¹, Пучкин А.В.^{1,2}, Хон А.В.^{1,2}

¹Институт климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия,
synergeia.pol@gmail.com

²Томский государственный университет, Томск, Россия

Аннотация. В статье рассматривается механизм формирования полей ряби в Курайской межгорной котловине. Обоснованы положения о ручейково-бифуркационном механизме расчленения поверхности. Рассмотрены процессы формирования грядового рельефа вследствие

постепенного спуска вод неоплейстоценового водоема. Опровергается теория формирования гряд вследствие катастрофических спусков Чуйско-Курайского озера.

Ключевые слова: Алтай, Курай, котловина, гигантская рябь, бифуркация, неоплейстоцен

Цель исследования состоит в непредвзятом анализе и объективной характеристике собранных фактов, доказывающих несостоятельность защищаемых в публикациях (Рудой, 2005, Бутвиловский, 1993) положений. Исследования выполнялись с целью определения генезиса форм рельефа, образовавшихся в процессе существования и деградации озерного бассейна, общей геоморфологической характеристики территории; профилирования террасированных склонов котловин.

В днище Курайской межгорной тектонической котловины существуют два участка грядового рельефа. Оба они сформировались на полигенетической преимущественно озерно-флювиогляциальной ак-

кумулятивной равнине: один, известный под названиями «Курайское поле гряд», расположен на правобережной части нижнего течения р. Тете левого притока р. Чуи (рис. 1) с абсолютной высотой 1480-1600 м; а другой — на левобережной части р. Тете на равнине с абсолютной высотой 1600-1700 м, примыкающей к верхнеплейстоценовой конечной морене ледника Актуру, он назван нами Тюте-Актуринским (рис. 1) (Поздняков и др., 2006, Хон, 2013).

Участки распространения грядового рельефа располагаются на разных высотах: Тюте-Актуринский участок по сравнению с Курайским полем гряд на 100-170 м выше (рис. 1). Гряды и их тальвеги образуют субпараллельные линии, ориентирован-

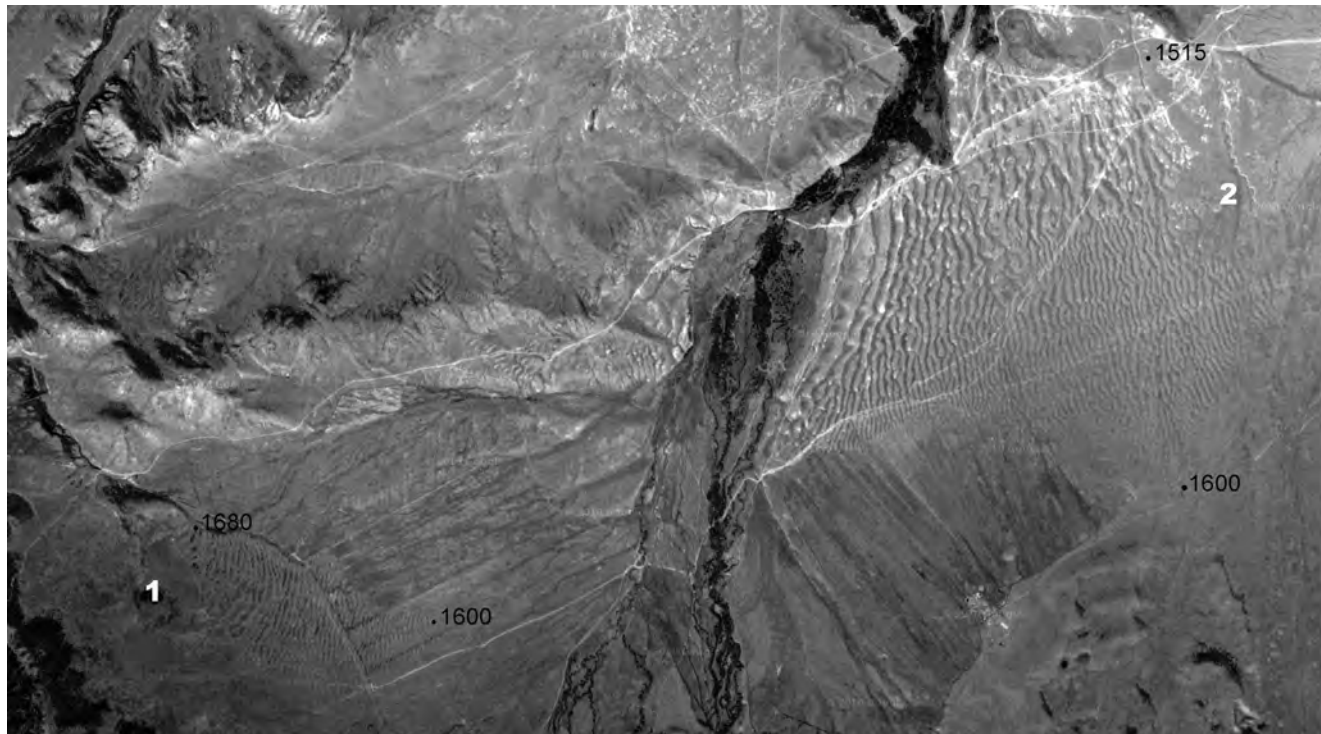


Рисунок 1. Схема расположения грядовых полей в Курайской котловине: 1 — Курайское и 2 — Тете-Актуринские грядовые поля

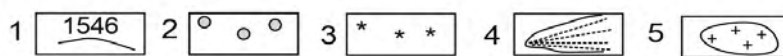
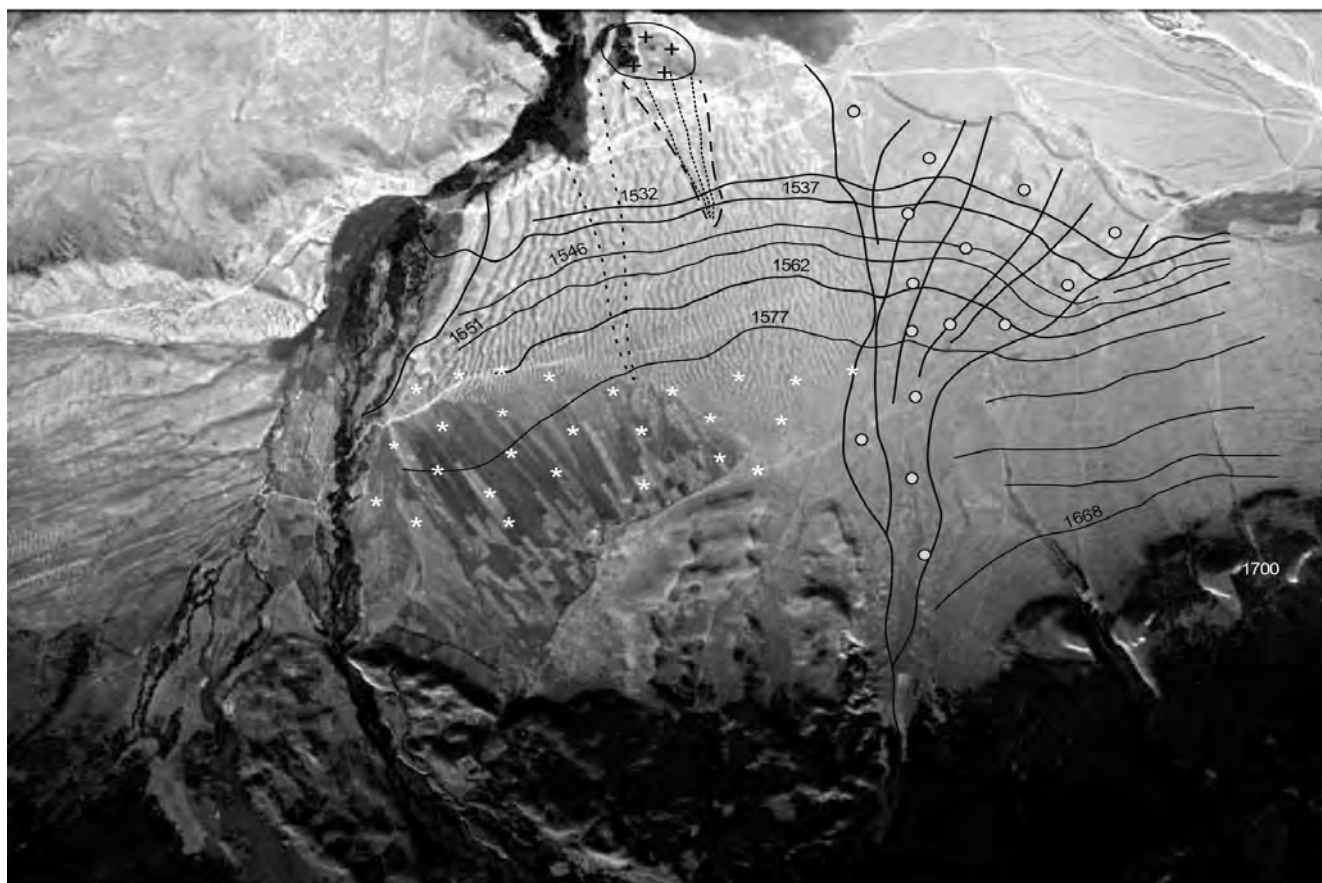


Рисунок 2. Схема основных морфоскульптурных групп Курайского поля гряд: 1 — изолинии высот абразионных уступов и их абсолютная высота; 2 — наземная дельта (конус выноса) р. Тюте, формировавшаяся на заключительной стадии осушения днища котловины; 3 — площадь распространения криогенных форм рельефа; 4 — зона пониженной эрозионной активности (эрозионная «тень», эрозионный «след»), обусловленная замедляющим влиянием; 5 — эрозионного останца обтекания

ные в соответствии с уклоном поверхности, составляющим 2° (рис. 2). По всему периметру склоны котловины террасированы; террасы и их уступы имеют абразионное происхождение (рис. 2); они формировались в период понижения уровня ледово-подпрудного озера. Для определения генезиса гряд были проведены следующие виды исследований: методом геоморфологического маршрутного искаживания была покрыта вся площадь распространения гряд и примыкающих к ним абразионно терраси-

рованных участков склонов котловины; составлен поперечный профиль абразионных уступов на склонах Курайской котловины; проведено инструментальное профилирование продольного профиля тальвега и водораздельной линии гряд; инструментальное профилирование грядовых форм в поперечном сечении; мензульная съемка одной из грядовых форм рельефа на Курайском грядовом поле; изучение с помощью горных выработок (шурфы, канавы), проведенных по поперечному профилю одной из морфо-

логически типичных гряд с целью изучения стратиграфии отложений (рис. 3, 4); исследование гранулометрического состава отложений и вычисление гидравлической крупности обломков; анализ опубликованных материалов по проблеме формирования грядовых полей Курайской котловины.

Курайское грядовое поле состоит из 20 стволовых (главных) древовидных сетей, по морфологическим типам расчленения подобных друг другу и разделяющихся на три типа: а) бифукационный; б) бифуркационно-перистый; в) перистый (рис. 2). В нижних (северных) частях, на расстоянии 800-1600 м, начиная от места, где они обрезаются эрозионным уступом р. Чуи, отмечается отсутствие притоков.

Межгрядовые понижения представляют собой врезанные на глубину 10-16 м ложбины; в их тальвегах повсеместно наблюдаются промоины, рытвины, частота встречаемости которых вниз по течению возрастает, и, наконец, появляются хорошо выраженные русла глубиной 0,15-0,3 м, а в крайней восточной части грядового поля — до 0,5 м. Относительное превышение высоты водораздельных поверхностей гряд над днищами тальвегов постепенно уменьшается по направлению на юг, от 16-17 м до 0,5-0,2 м. Уклон тальвегов, по данным инструментальных измерений, составляет 1,2-1,4°.

При движении на юг, к верховьям, стволовое межгрядовое понижение глубиной до 15-17 м делится на тальвеги 2-го и 3-го порядков. Затем, на расстоянии по прямой 1800-2800 м, с убыванием относительной высоты гряд, тальвеги первого порядка приобретают вид ложбин, пересекающих друг друга под углом 10-15°, и рельеф поверхности в целом приобретает ячеистую структуру. В каждой ячее, размерами 7-8 м

на 10-12 м, наблюдается возвышение, в центральной части которого располагается крупнообломочный материал, а в ограничивающих их ложбинах, глубиной 0,3-0,5 м, преобладает суглинистый материал с примесью щебня. Травяной покров разреженный, тогда как оконтуривающие их понижения покрыты густой травяной растительностью. На аэрофотоснимках эта часть поверхности представляет собой располагающиеся в близком шахматном порядке изометричные пятна — медальоны белесых оттенков. Учитывая климатические особенности территории, есть основания полагать, что в образовании данного мезо- и микро-рельефа существенную роль играли процессы криогенной сортировки обломочного материала.

Тюте-Актуринское грядовое поле (рис. 1) располагается в левобережной части р. Тюте, на расстоянии 4700 м на юго-запад от Курайского грядового поля. Морфологически оно отличается от Курайского иной грядово-тальвеговой упорядоченностью. Во-первых, вся его южная половина представляет собой четко выраженный ячеисто-медальонный тип строения поверхности. При движении на юг наблюдается постепенное понижение относительной высоты гряд с 5 м до 0,5 м и менее, при одновременном увеличении абсолютной их высоты. Перепад абсолютных высот по простиранию гряд составляет 46-17 м на 1000 м. В общем поверхность грядового поля слабо наклонена на юг-юго-запад (3,0-1,0°) и на северо-запад (1,2°). В северо-западном направлении по простиранию гряд местами наблюдается тальвегово-грядовый вид, подобный Курайскому, но, в отличие от него, не имеет элементов тальвегового ветвления. В южной и юго-восточной части этого поля.

Асимметричность грядовых форм Актуринского поля, в целом, если не считать исключений, незначительна (рис. 1, 2); уклоны противоположных склонов равны или различаются в десятые доли градусов. На Курайском поле крутизна склонов гряд пространственно меняется в связи с экспозицией склонов и подмывом оснований склонов временными водотоками. Определенную роль в асимметрии склонов гряд играет соляная активизация поверхностного сноса обломочных частиц, зависящая от высоты стояния Солнца. В летнее время на меридионально ориентированных формах рельефа, каковыми являются гряды Курайского поля, эффект соляно инициируемых процессов денудации возрастает по мере того, как азимут падения солнечных лучей меняется с юго-восточного направления на юго-западное, когда температура воздуха достигает максимума. На рассматриваемой территории среднегодовое количество осадков составляет 200-250 мм, а температура воздуха меняется от +20 – +30° летом, с максимумом +35 – +40°, до -50° и ниже зимой, что и является усиливающим действие инсоляции фактором. Вследствие этого, склоны гряд западных экспозиций более выположены, по сравнению восточными. Наиболее резко выраженная асимметричность характерна для гряд, подошва склонов которых эродировалась постоянно действовавшими водотоками в период активной фазы формирования Курайского грядового поля. Морфологически выраженные результаты действия факторов подмыва подошвы склонов водотоками можно наблюдать на различных участках тальвегов на всей площади распространения гряд; они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Опираясь на имеющийся фактический материал, можно утверждать, что формирование гряд происходило вследствие последовательно накладывавшихся друг на друга рельефообразующих факторов полигенетических процессов: флювиогляциальных, озерных, эрозионного расчленения и пр., которые происходили на общем фоне интенсивно протекавших криогенных процессов структурной упорядоченности аккумулятивных флювиогляциальных отложений. Очевидно, процесс формирования грядового рельефа начался, когда уровень озера снизился до абсолютных отметок высоты 1620 м и стало обнажаться днище котловины, на данном участке представлявшем совокупность дельт р. Тюте. Освобождавшаяся из-под воды часть поверхности днища на высотах 1620-1570 м представляла собой выровненную за счет аккумуляции озерных отложений поверхность с уклоном на юг 2-3°. Берега озера в этой части котловины сложены моренным материалом и дельтовыми отложениями р. Тюте, представленными галечниками с песком и дресвой различной крупности, с коэффициентом пористости до 25%. С переходом температуры воздуха через 0°, начинался процесс криогенного структурирования грунтов (в основном сортировка по плотности пород в вязко-пластичной увлажненной среде, состоящей из суглинистого и тонкозернистого материала). В этом, несомненно, если не определяющую, то значительную роль играли климатические условия: короткое прохладное лето при средней температуре июля 10°; очень холодная зима с температурой января до 40-50°, глубокое промерзание существенно увлажненных в весенне-летнее время почво-грунтов; частые переходы температуры через 0° и пр.

Можно утверждать, что в данных условиях на равнинах Курайской котловины не только происходила полигональная структуризация, но формировались и гидролакколиты — процессы, до сего времени протекающие в соседней Чуйской котловине. Структурные грунты являются практически неотъемлемой характеристикой выровненных слабонаклонных поверхностей, покрытых чехлом рыхлых отложений, районов с резко континентальным климатом. Если при наличии указанных условий происходят резкие колебания суточных температур с переходом через 0° , то образование структурных грунтов является непрямым следствием.

Закономерности формирования тальвего-грядовой сети расчленения поверхности. Эрозионная сеть, без преувеличения, представляет собой удивительную по

степени структурной упорядоченности и согласованности систему. Обычно полагается, что ее формирование — нарастание порядка тальвегов, а затем и долин — происходило снизу, от базиса эрозии. В анализируемой грядовой системе видится редкий случай самоорганизации тальвеговой сети, происходившей сверху от истоков. Суть алгоритма этого процесса кроется в постоянстве на некотором фиксированном отрезке времени начальных динамических условий. Оно проявлялось в следующем: 1 — наличие поверхностного водного стока, формировавшегося за счет таяния ледников, грунтового питания и атмосферных осадков; 2 — континуально-дискретное понижение уровня озера; 3 — осушавшееся дно озера представляло собой поверхность с уклонами (менее 3°), покрытую слоем озерных супесчаных с примесью крупных обломков

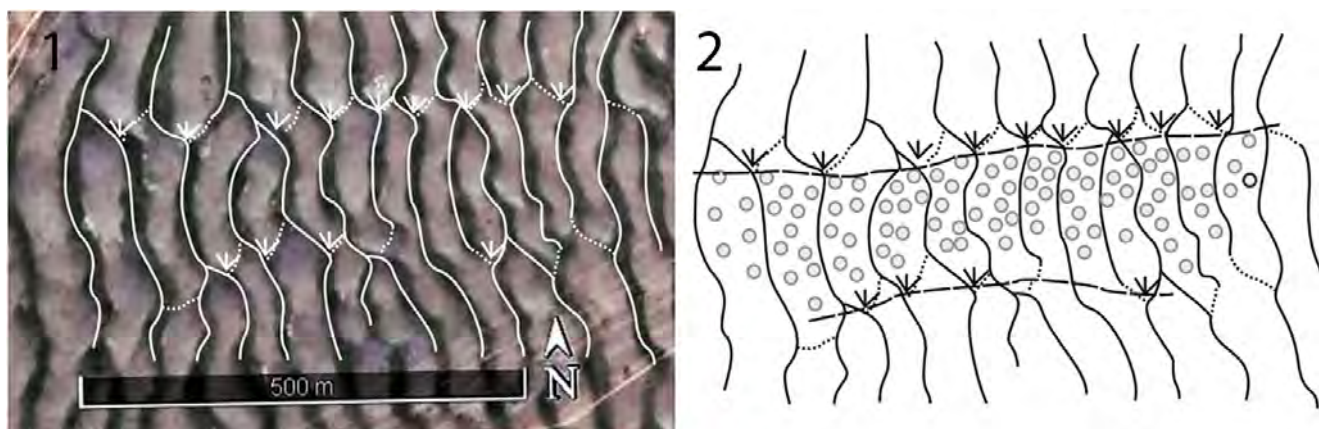


Рисунок 3. Механизм формирования гряд в результате развития процессов двух типов бифуркации: деление потока на два (1) и слияние двух (2)

осадков, с неменявшимся по площади коэффициентом эрозионной устойчивости; 4 — на осушавшейся озерно-аккумулятивной поверхности отсутствовала многолетняя мерзлота; 5 — климатические условия, характеризовавшиеся высокой амплитудой колебания температуры воздуха, с переходом через 0° по сезонам года, и особенно

значаящая суточная их ритмичность с амплитудой, превышавшей $30-45^\circ$.

Адекватность перечисленных начальных условий формирования Курайского грядового рельефа действительной ситуации, обосновывается структурной упорядоченностью, с образованием ячеисто-медальонной морфоскульптуры и эрозионной сети,

состоящей из 20 стволых (главных) подобных друг другу древовидных сетей трех типов (рис. 3).

Первое из перечисленных выше условий, при определяющем действии совокупности всех других, предполагало образование многочисленных ручьев, закладывавших русла на одинаковом расстоянии друг от друга — 20-30 м у водотоков первого порядка.

Второе условие, в сочетании с третьим и четвертым, предполагало формирование в устьях водотоков одновременно и на одной высоте, по изогипсам абразионно-аккумулятивных уступов, дельтовидных конусов выноса обломочных частиц. Они играли роль управляющего фактора бифуркации потоков — изменения направления течения по одному из двух вариантов — на северо-восток или северо-запад, повышая, таким образом, порядок потока.

Четвертое условие, совместно с третьим и пятым, объективно предполагало развитие процессов криогенного структурирования грунтов на всей территории в границах

Курайского грядового поля и выполнялось без временного перерыва вслед за осушением дна котловины.

Литература

Бутвиловский, В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 253 с.

Поздняков, А.В., Хон, А.В., Окишев, П.А., Тимофеев, Д.А., Гуслова, Н.В., Матвеев, Д.И., Пучкин, А.В. Геоморфология и происхождение грядового рельефа Курайской котловины Горного Алтая / Актуальные проблемы географии. – Горно-Алтайск: РИО Горно-Алтайского госуниверситета, 2006. – С. 45-65.

Рудой, А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение) – Томск: Изд-во Том. пед. ун-та, 2005. – 224 с.

Хон, А.В. Две трактовки происхождения грядового рельефа в Курайской котловине Горного Алтая // География и природные ресурсы. – 2013. – №4. – С. 166-172.

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕРРАС И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ЛЕНЫ (НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА ОТ УСТЬЯ ВИЛЮЯ ДО УСТЬЯ ХОРУОНГКИ)

Правкин С.А.¹, Большианов Д.Ю.²

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия, ¹s.pravkin@aari.ru, ²bolshiyarov@aari.ru

Аннотация. Палеогеоморфологические исследования в долине р. Лены проводятся в рамках комплексной ежегодной российско-германской экспедиции «Лена». Главной их целью является изучение строения и развития долины реки на неоплейстоцен-голоценовом этапе. Основными методами при проведении исследований являются радиоуглеродное и IRSL датирование, описание отложений в естественных обнажениях террас Лены и ее притоков. Изучение 400-километрового участка долины от устья Вилюя до устья Хоруонгки является одним из ключей для понимания палеогеографической обстановки и корреляции четвертичных отложений различного генезиса на границе Средней и Северо-Восточной Сибири. Учитывая то,

что данный участок исследован недостаточно, полученные данные расширяют наши знания о строении долины р. Лены. 100-метровая VI терраса по правобережью, отложения которой, как считалось, сформировались в раннем неоплейстоцене, по результатам датирования оказалась не древнее второй половины среднего неоплейстоцена. Накопления аллювия эрозионно-аккумулятивной 40-45-метровой III террасы, которые синхронизировали с эпохой максимального оледенения в среднем неоплейстоцене, имеют возраст середины позднего неоплейстоцена. Возраст I террасы определен как раннеголоценовый вместо позднеоплейстоценового, что хорошо согласуется с полученными ранее данными для участка долины в районе Якутска и дельты Лены. Кроме того, определены конкретные возрастные рамки образования поймы: высокая пойма сформировалась в период около 3000-1500 лет назад, низкая пойма — в течение последнего тысячелетия.

Ключевые слова: долина Нижней Лены, палеодолина, надпойменная терраса, пойма, русло реки, четвертичные отложения

Введение. Палеогеоморфологические исследования в долине р. Лены проводятся в рамках ежегодной с 1998 г. комплексной российско-германской экспедиции «Лена», одним из организаторов которой является ФГБУ «ААНИИ». Основным объектом экспедиционных работ долгие годы была и остается дельта Лены, но в последние годы исследования охватили среднее и нижнее течение реки с целью палеогеоморфологической реконструкции долины Лены на участке от района Якутска до дельты как единой системы на позднеоплейстоцен-голоценовом этапе, в частности, проследить роль колебаний уровня моря.

Методы и материалы. К настоящему времени имеется достаточно мало работ, посвященных подробному описанию геоморфологического строения и палеогеографической реконструкции выбранного участка долины Лены протяженностью около 400 км, от устья Вилюя до устья Хоруонги. В данной работе кратко излагаются имеющиеся представления, подкрепленные, либо опровергнутые новыми результатами полевых исследований. Исследуемый район является одним из ключевых для понимания

палеогеографических обстановок и корреляции отложений различного генезиса на границе Средней и Северо-Восточной Сибири, так как здесь соседствуют друг с другом различные формы рельефа, образованные флювиальными, ледниковыми, гляциофлювиальными, эоловыми и другими процессами.

Полевые работы заключались в описании естественных обнажений террас и поймы р. Лены, а также низовьев некоторых ее притоков. В ряде разрезов были отобраны образцы, датированные радиоуглеродным методом в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. В.П. Кёппена СПбГУ и методом IRSL в лаборатории геохронологии четвертичного периода Таллиннского технологического университета. Высоты террас определены с помощью топографических карт разного масштаба, эклиметра, портативного GPS-навигатора.

Результаты и обсуждение. Рельеф долины Лены на участке определяется сложным тектоническим строением территории. Она почти полностью расположена в гра-

ницах Ленского прогиба, тянущегося вдоль активной Верхоянской складчатой зоны. В частности, наиболее глубокая часть прогиба, Линденская впадина, хорошо выражена на поверхности в виде распластывания речного потока Лены и образования множества проток с разделяющими их островами. Такие участки называются на Лене разбоем, и на них постоянно происходят русловые переформирования. Русло на этом локальном участке, между устьями рек Лямпушки и Кюндюдея, достигает максимальной ширины, до 25-27 км (включая все второстепенные рукава и острова). Это, так называемый, район «40 островов». Выше по течению, от Вилюя до Лямпушки, ширина русла «всего» 6-14 км. Ниже по течению, от Кюндюдея до Ундюлюнга, русло сужается до 14-22 км, в районе Жиганска и устья Хоруонги до 6-14 км. Тип руслового процесса на протяжении всего участка от Вилюя до Хоруонги — пойменная многорукавность. Максимальной ширины долина достигает примерно на уровне широты устья Ундюлюнга — до 160-200 км.

Левобережная часть долины Лены представляет собой пологую широкую озерно-аллювиальную равнину с неясно прослеживающимися уступами аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас. Террасы правой части долины, особенно низкие, выражены лучше, а в составе отложений средних и высоких террас почти повсеместно характерно присутствие ледникового и водно-ледникового материала (Alekseev, Drouchits, 2004). Лучше всего эти отложения выражены по долинам крупных правых притоков Лены (Лямпушки, Дянышки, Оручана, Ундюлюнга, Бегидяна), а также в районе нежилого поселения Тунгус-Хая на правом берегу (Алексеев, 1962, Бискэ, 1964),

что, вероятнее всего, указывает на преимущественно горно-долинный характер развития оледенения.

Всего на участке долины Лены, кроме поймы высотой 8-12 м, М.Н. Алексеев уверенно выделяет 6 террас: 15-16 м, 25-32 м, 40-45 м, 50-60 м, 65-80 м и 90-100 м. VII терраса, высотой 140-150 м, распространенная на нижнем отрезке долины (в районе с. Сиктях), не выделяется, при этом в бассейне Собохол-Маяна (Собопола) отмечены фрагменты эродированной водными потоками и ледниками 200-метровой VIII террасы (Алексеев и др., 1962).

Аллювиальные накопления III (40-45 м), IV (50-60 м) и V (65-80 м) террас в современных долинах рек Линде и Хоруонги, по мнению М.Н. Алексеева, были связаны с периодом существования на данном участке палеорусла Лены в пределах обсеквентной долины шириной несколько десятков километров (Алексеев и др., 1962). Данные отложения относились к среднему неоплейстоцену. Позднее М.Н. Алексеев «состарил» Линденско-Хоруонгский участок палеодолины до плиоцен-раннеплейстоценового (Alekseev, Drouchits, 2004).

Эоловые процессы развевают озерно-аллювиальные накопления на участке Линденско-Хоруонгской палеодолины Лены. Верхние части отложений древних террас Лены перевеяны, и их поверхности в настоящее время на значительной территории заняты массивами дюнных песков — тукуланов. Ряд авторов считает их реликтом дефляционных пустынь, сформированных в перигляциальной зоне в среднем и позднем неоплейстоцене (Колпаков, 1983). Отдельные тукуланы также встречаются в устье Вилюя и на поверхности первой террасы Лены ниже по течению от Дянышки.

Накопления аллювия эрозионно-аккумулятивной III террасы синхронизировали с эпохой максимального оледенения, поэтому ледники этого периода, как считалось, и могли быть причиной отклонения русла Лены к западу (Алексеев и др., 1962). Современные исследования показывают, что ледники, спускавшиеся с Верхоянских гор, не пересекали современное русло Лены, что ставит под сомнение наличие морен среди аллювиальных накоплений на левобережье реки, в частности, в районе Жиганска. Конечно-моренные образования в нижнем течении р. Дянышки, которые ранее относили к зырянской поздненеоплейстоценовой ледниковой эпохе, оказались сформированы в конце среднего неоплейстоцена (MIS 6), что соответствует более древнему оледенению (Зигерт, 2007, Stauch, 2007, 2008, 2010). В то же время, возраст начала формирования песчано-алевритовой толщи 21-метрового обнажения 40-45-метровой террасы в 3,2 км выше по течению от Жиганска по результатам IRSL-датирования нами отнесен к середине позднего неоплейстоцена 57,5±4,6 тыс. лет (RLQG 2439-017).

По правобережью долины на всем протяжении участка М.Н. Алексеевым выделена эрозионно-аккумулятивная 100-метровая VI терраса с четко выделяющимися русловой и пойменной фациями аллювия (Алексеев и др., 1962). Считая ее более молодой террасой, чем 100-метровая терраса в районе Якутска, автор полагает, что ее отложения сформировались в раннем неоплейстоцене. При этом, по последним данным IRSL-датирования, период формирования песчаных отложений 100-метровой террасы в районе Якутска относится ко второй половине среднего неоплейстоцена (MIS 7–MIS 6) (Правкин и др., 2017).

Также на участке по правобережью прослеживается эрозионно-аккумулятивная 50-60 метровая IV терраса, перекрытая ледниковыми отложениями.

В низовьях Дянышки, около 24-25 км от устья, нами была изучена II терраса Лены. Сложенная песчано-алевритовой толщей с отдельными прослоями органических остатков она имеет высоту 18-20 м над урезом (около 20-23 м над Леной). Результаты радиоуглеродного датирования показали, что она сформировалась к концу позднего неоплейстоцена: результат датирования древесины, отобранной в 6 м ниже поверхности террасы, составил 12030±110 лет (ЛУ-9399). В 600 м ниже по течению Дянышки от обнажения на поверхности этой террасы обнаружен врез, заполненный торфом. Мощность торфяника составила 4,2 м, ширина вреза 30 м. Результаты радиоуглеродного датирования показали, что основная часть его толщи сформировалась в период от 9710±60 лет назад (ЛУ-9400, образец с подошвы торфяника) до 5740±50 лет назад (ЛУ-9041, образец с глубины 1 м от кровли), что по нашим данным соответствует времени формирования I террасы Лены. Стоит отметить, что по другим данным, песчаные отложения этой же II террасы в низовьях Дянышки, датированные IRSL-методом относятся к концу среднего неоплейстоцена (Зигерт, 2007; Stauch, 2007, 2008, 2010). Торфяник также оказался несколько древнее, согласно результатам радиоуглеродного датирования, он начал формироваться 12590±300 лет назад (Зигерт, 2007).

Аллювий I террасы, широко распространенной на исследуемом участке, М.Н. Алексеевым датируется концом позднего неоплейстоцена. Согласно нашим данным, он моложе. IRSL-возраст песков, слагающих I

террасу, с горизонта 5 м над урезом в 10 км ниже по течению от устья Дянышки составил $6,9 \pm 0,6$ тыс. лет (RLQG 2466-067). Эти данные хорошо согласуются с результатами датирования I террасы в районе Якутска (Правкин и др. 2018), а также со временем начала формирования I террасы в дельте Лены (Большаянов и др., 2013).

Поверхность крупных островов на участке высотой 6-10 м над урезом, по нашему мнению, является высокой поймой. Одно из обнажений было подробно изучено в устье о. Улахан-Кистях (Большой Соболиный). На момент наблюдения высота изученного обнажения достигала 7 м над урезом. Оно представлено прослоями песка, алевролита и растительного детрита. Образцы, взятые с высоты 2,1 м, 2,6 м и 4,3 м показали радиоуглеродный возраст, соответственно, 2810 ± 90 (ЛУ-2937), 2620 ± 120 (ЛУ-8936) и 1670 ± 90 (ЛУ-8935). Результаты датирования свидетельствуют, что отложения высокой поймы на данном участке, по нашим данным, одновозрастны с отложениями высокой поймы на участке долины Лены от Алдана до Вилюя, а также с ингрессионными органоминеральными толщами, слагающими верхнюю часть первой террасы на участке Нижней Лены между с. Сиктях и с. Кюсюр. Также этому этапу соответствует время окончания формирования ингрессионных органоминеральных толщ, слагающих первую террасу дельты Лены (Большаянов и др., 2013).

Низкая пойма на участке от устья Вилюя до устья Хоруонги имеет высоту 5-6 м. Она имеет фрагментарное распространение, в основном, по устьям притоков Лены и наиболее низким островам. Датировки растительных остатков в составе пойменных отложений в устье Вилюя ука-

зали на период их формирования в течение последнего тысячелетия. Самый древний образец оказался равен 890 ± 70 годам (ЛУ-9020) с высоты 3 м над урезом.

Выводы. Разнонаправленные тектонические движения, многообразие геоморфологических процессов, постоянно создающих и разрушающих различные формы рельефа, делают изучение геоморфологического строения долины Лены крайне непростой задачей. Труднодоступность территории позволяет, главным образом, более или менее подробно изучить лишь пойму и низкие террасы реки, образованные в голоцене и второй половине позднего неоплейстоцена. О распространении и строении более древних террас, находящихся, как правило, на отдалении от русла реки, являющейся здесь наиболее доступной транспортной артерией, можно судить лишь по применению дистанционных методов, а также отрывочным и часто противоречивым сведениям предшественников, в том числе из-за устаревания представлений о палеогеографических обстановках или несовершенства применявшихся методов датирования. Пока нам представляется возможным определить возраст и распространение поймы, I, II и отчасти III террас, а также провести корреляцию слагающих их отложений с соответствующими элементами рельефа на других участках долины Лены от Якутска до дельты. Для более детальных исследований требуется применение всего спектра современных методов: дистанционных, датирования, спорово-пыльцевого и других.

Авторы благодарят за поддержку при выполнении исследований Институт им. Альфреда Вегенера Центра полярных и морских исследований им. Гельмгольца (АВИ, Германия) и Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск.

Литература

Алексеев, М.Н., Куприна, Н.П., Медянец, А.И., Хорева, И.М. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1962. – 66. – 127 с.

Бискэ, С.Ф. Об условиях образования отложений четвертичных террас р. Лены между пос. Покровск и селом Жиганск. Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири // Труды ин-та геологии и геофизики. – 1964. – 8. – С. 5-40.

Большаянов, Д.Ю., Макаров, А.С., Шнайдер, В., Штофф, Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены – СПб: ААНИИ, 2013. – 267 с.

Зигерт, К., Штаух, Г., Лемкуль, Ф., Сергеев, А.И., Дикманн, Б., Попп, С., Белолубский, И.Н. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. – 2007. – 30-31. – С. 222-228.

Колпаков, В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1983. – 52. – С. 123-131.

Правкин, С.А., Большаянов, Д.Ю., Погорцев, О.А., Савельева, Л.А., Молодков, А.Н., Григорьев, М.Н., Арсланов, Х.А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – 63. – 2. – С. 209-229. URL: <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.206>

Alekseev, M.N. and Drouchits, V.A. Quaternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena River system, northeastern Siberi // Proceedings of the Geologists' Association. – 2004. – 115. – P. 339-346.

Stauch, G., Lehmkuhl, F., Frechen, M. Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (north-eastern Siberia) // Quaternary Geochronology. – 2007. – 2. – P. 255-259.

Stauch, G., Gualtieri, L. Late Quaternary glaciations in northeastern Russia // Journal of Quaternary Science. – 2008. – 23. – P. 545-558.

Stauch, G., Lehmkuhl, F. Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia // Quaternary Research. – 2010. – 74. – P. 145-155.

ЭТАПЫ ВЫСОКОЙ ВОДНОСТИ РЕК ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ПОЗНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЙМ И НИЗКИХ ТЕРРАС

Рыжов Ю.В.^{1,2}, Коломиец В.Л.³, Смирнов М.В.^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, ryzhovyurij@yandex.ru

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, kolom@ginst.ru

Аннотация. Цель исследования — выявление этапов высокой водности рек на юге Восточной Сибири в позднеледниковье и голоцене на основе детального изучения состава и радиоуглеродного датирования отложений пойм и низких (1-3) надпойменных террас. Выявление

ны пять крупных этапов высокой водности рек в южных районах Сибири в подледниковье и в голоцене. С ними связано накопление песчаного аллювия с включением гравия и гальки, врезание рек, геоморфологическое оформление террас. Позднеледниковый этап высокой водности и врезания рек (12,8-12 тыс. кал. л.н.) связан с финальным позднеоплейстоценовым похолоданием (поздний дриас), агградацией многолетней мерзлоты, высокими весенними половодьями. Раннеголоценовый (раннебореальный) этап (10,7-9,6 тыс. кал. л.н.) соответствует потеплению и увлажнению климата (оптимум). Следующий (позднебореальный — раннеатлантический) выделенный период высокой водности и врезания рек (9-8 тыс. кал. л.н.) коррелируется с завершением оптимума голоцена (Безрукова) и похолоданием климата 8,6-8 тыс. кал. л.н. В среднем голоцене выявлены фазы повешенной водности рек (Ямских, 193; Воробьева, 2010; Рыжов Голубцов, 2017). В позднем голоцене для Байкальского региона и Монголии выявляется среднебореальный период высоких паводков и врезания рек 4.6-3.4 тыс. кал. л.н., связанный с похолоданием и последующим увлажнением климата. Новейший период (поздесубатлантический) высоких паводков (последняя тысяча лет) коррелируется со средневековым и современным потеплением, малым ледниковым периодом. Этапы высокой водности происходили преимущественно в этапы смены климата и разбиваются на ряд более коротких фаз.

Ключевые слова: этап, фаза, высокая водность, аллювиальные отложения, позднеледниковье, голоцен, юг Восточной Сибири

Введение. Поймы сложены речными осадками, на террасах выделяются отложения покровного комплекса, сформировавшиеся после геоморфологического оформления террасы (перехода поймы в террасу) и аллювиальные осадки, представленные русловой, пойменной и старичной фациями. Определение высоты контактного горизонта, времени накопления песчаного аллювия, перехода пойм в террасы на основе датирования отложений. Эти данные важны для реконструкции палеопаводков на реках. Известны случаи (Макаров и др. 2016) когда в разрезах террас фиксируются прослой галечников, свидетельствующие о резкой активизации флювиальных процессов. Аллювиальные отложения пойм и террас являются важными флювиальными архивами, включают речные осадки и почвы. Пойменный аллювий накапливался во время паводков, почвы отражают этапы и фазы снижения уровня рек, зарастания пойм травянистой и кустарниковой

растительностью.

Гранулометрический состав аллювиальных отложений пойм и террас свидетельствует об энергии водных потоков и используется для расчетов расходов палеопаводков, индексов энергии паводков (Macklin, Lewin, Woodward 2012; Toonen et al., 2013; Сидорчук, Панин, 2018). Для реконструкции палеопаводков используются литология, гранулометрический состав, цвет осадков, текстура и структура отложений, прослой почв (Peng et al., 2019). Наши и опубликованные данные для разных районов Восточной Сибири свидетельствуют о больших различиях в составе отложений.

Материалы и методы. Для выявления этапов высокой водности рек нами изучены разрезы отложений второй надпойменной террасы рек Иркут (Макаров и др., 2016), Тарбагатайка и Аршан, первой надпойменной террасы рек Мензы (Рыжов, Голубцов, 2018), Чикоя, Тарбагатайки (Рыжов, Голубцов, 2017) пойм рек Табагатайки, Бороо

Гола, Итанцы, Ирбы (Васильев и др., 2019). Проведено морфологическое описание разрезов; отобраны образцы на физико-химический анализ, выполнены гранулометрический анализ ситовым методом, определено содержание гумуса, карбонатов. В лабораториях «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» СПбГУ, «Геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата» Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН получены радиоуглеродных датировки по гумусу почв. Выявлены этапы аккумуляции аллювия и формирования почв в позднеледниковье и голоцене. Использовались также опубликованные данные по составу и возрасту аллювия пойм и террас.

Результаты. На рис. 1 приведены сведения о высоких паводках на реках Забайкалья по данным изучения гранулометрического состава отложений. В виде прямоугольников показаны предварительно выделенные этапы повышенной водности рек. С ними связано увеличение живой силы водотоков, содержание песчаной фракции в речных осадках, этапы врезания рек. Выделяются позднеледниковый, два ранне- и два позднеголоценовых этапа. Позднеледниковый этап (12,8-12,1 тыс. кал. л.н. связан с похолоданием в конце позднего неоплейстоцена, агградацией многолетней мерзлоты, увеличением доли твердых осадков, высокими весенними половодьями. Песчаный аллювий накапливался на второй и третьей террасах рек Байкальского региона. На границе позднего неоплейстоцена и голоцена на ряде рек (Чикое, Мензе, Селенге) отмечается этап врезания, геоморфологическое оформление второй (третьей) террасы.

Первый раннеголоценовый этап повышенной водности (10,7-9,6 тыс. кал. л.н.) отчетливо выявляется в аллювии второй и первой надпойменных террас. На-

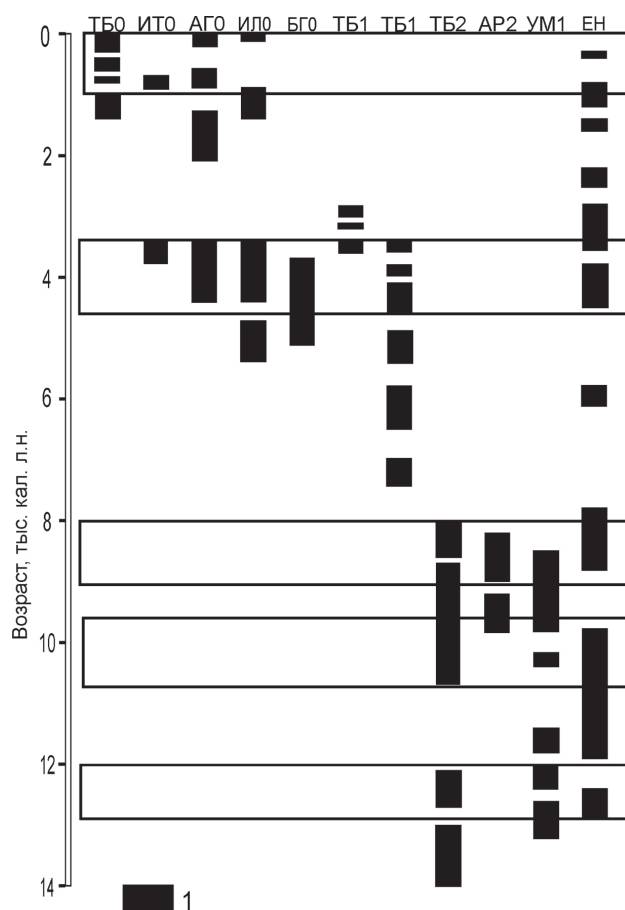


Рисунок 1. Фазы повышенной водности рек. 1 — фазы повышенной водности. ТБ0 — пойма р. Тарбагатайки, ИТ0 — пойма р. Итанцы АГ0 — пойма р. Аги, ИЛ0 — пойма р. Или, БГ0 — пойма реки Бороо-Гол, ТБ1 — первая терраса р. Тарбагатайки. ТБ2 — вторая терраса р. Тарбагатайки. АР2 — вторая терраса р. Аршан. УМ1 — первая терраса р. Менза. ЕН — среднее течение р. Енисей (Ямских, 1993).

пример, на второй надпойменной террасе р. Тарбагатайки песчаный аллювий накапливался 10,6-8,9 тыс. кал.л.н. Этот этап связан с раннеголоценовым потеплением климата, увеличением годовых сумм осадков (Tarasov et al., 2009) стока воды (Goldberg et al., 2005). А.Ф. Ямских (1993) выделял фазу аномально высоких уровней воды (11,9-9,75 тыс. кал. л.н). Второй

раннеголоценовый этап высокой водности рек (9-8 тыс. кал. л.н.) связан с завершением оптимума голоцена (Безрукова) и похолоданием климата 8,6-8 тыс. кал. л.н. (Wanner et al., 2011). Выделяется влажный период 8,7-8,4 тыс. кал. л.н. в Северной Монголии (Fukumoto et al., 2014). Песчаный аллювий накапливался на первой и второй террасах рек, высокой пойме. В этот период выделяется этап врезания и геоморфологического оформления второй террасы р. Тарбагатайка, Аршан, аккумуляция песчаных речных отложений на первой террасе р. Мензы и Чикой.

В среднем голоцене выделяются три фазы высокой водности рек и аккумуляции песчаного аллювия на первой надпойменной террасе р. Тарбагатайки 7,4-7, 6,4-5,9 и 5,4-4,9 тыс. кал. л.н. (Рыжов, Голубцов, 2017). В позднем голоцене отчетливо выявляется этап высоких паводков 4,6-3,4 тыс. кал. л.н. Он связан с похолоданием климата на границе атлантического и суббореального периодов голоцена 4,8-4,5 тыс. кал. л.н. (Wanner et al., 2011) и последующим потеплением и увлажнением климата. В разрезе первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки фазы аккумуляции песчаного аллювия датируются 4,6-4,4, 4-3,85 и 3,6-3,4 тыс. кал. л.н. (Рыжов, Голубцов, 2017). Около 3,4 тыс. кал. л.н. произошел врез реки на 1-2 м и сформировалась первая надпойменная терраса. В период 4,6-3,4 тыс. кал. л.н. отмечены речные и селевые разнозернистые пески с гравием и галькой в отложениях пойм и первой надпойменной террасы в бассейне р. Селенги.

Заключительный этап высокой флювиальной активности и высоких паводков на реках Байкальского региона охватывает последнюю тысячу лет. Пойменные песчаные осадки с включением дресвы и гравия вскрыты в долинах рек Итанцы, Тарбагатайки, Ирбы (по нашим данным), Аги, Или (Ба-

зарова и др., 2014). В верхнем и среднем течении р. Енисей аномально высокие уровни рек А.Ф. Ямских (1993) датируются 1,2-0,8 и 0,4-0,3 тыс. кал. л.н. Высокие уровни рек связаны со средневековым потеплением, малым ледниковым периодом и современным потеплением. Высокая пойма и первая надпойменная терраса были перекрыты слоем аллювия мощностью до 1,5 м и сформировали единый аккумулятивный уровень (Васильев и др., 2019).

Обсуждение. Полученные данные отражают этапы накопления песчаного аллювия на поймах и первой надпойменной террасе во время высоких половодий и паводков на юге Сибири. Они связаны с глобальными и региональными климатическими изменениями, проявлением экстремальных климатических явлений. Отмечается хорошая корреляция полученных нами данных с материалами А.Ф. Ямских (1993) по верхнему и среднему течению р. Енисей, Монголии (Клиге, 2019), Китая (Zhao et al., 2017). С данными по другим флювиальным архивам (Panin et al., 2015; Panin, Matlakhova, 2015; Starkel et al., 2015; Benito et al., 2015) этапы высокой водности рек на юге Восточной Сибири совпадают не всегда. Это связано с особенностями циркуляции атмосферы, климата, выпадения осадков. Кроме того, для района исследования датированы преимущественно аллювиальные почвы, отражающие этапы снижения водности рек. Уголь, древесина, прослойки песчаного аллювия в торфе редко встречаются в аллювии рек, что затрудняет определение времени фаз высокой водности.

Выводы

1. По результатам собственных исследований и датирования отложений пойм и низких надпойменных террас, опубликованным данным выделены пять этапов высокой водности рек, с которыми связано накопление песчаного аллювия с гравием,

врезание рек. Выявляются позднеледниковый (поздний дриас) (12,8-12 тыс. кал. л.н.), раннеборельный (10,7-9,6 тыс. кал. л.н.), позднебореальный — раннеатлантический (9-8 тыс. кал. л.н.), среднебореальный (4.6-3.4 тыс. кал. л.н.) и позднесубатлантический (последние 1 тыс. лет) этап высокой водности и врезания рек.

2. Этапы высокой водности разбиваются на ряд более коротких фаз и соответствуют преимущественно этапам смены климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№17-29-05064 офи_м).

Литература

Базарова, В.Б., Лящевская, М.С., Орлова, Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2014. – №2. – С. 115-123. DOI: 10.1134/S1875372814020085.

Васильев, С.А., Поляков, А.В., Амзарков, П.Б., Рыжов, Ю.В., Корнева, Т.В., Сапелко, Т.В., Барышников, Г.Ф., Бурова, Н.Д., Гирия, Е.Ю., Ямских, Г.Ю. Палеолитический человек в предгорьях Саян: стоянка Ирба 2 близ Курагино. Раздел 1.6. Прошлое человечества в трудах петербургских археологов на рубеже тысячелетий (К 100-летию создания российской академической археологии). Коллективная монография. – СПб.: Петербургское Востоковедение, 2019. – С. 83-102. DOI: 10.31600/978-5-85803-525-1-83-102.

Воробьева, Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. – 205 с.

Макаров, С.А., Рыжов, Ю.В., Кобылкин, Д.В., Рященко, Т.Г. Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности // География и природные ресурсы. – 2016. – №1. – С. 103-110. DOI:

10.1134/S1875372816010091.

Рыжов, Ю.В., Голубцов, В.А. Экзогенные процессы и почвообразование в малом речном бассейне Западного Забайкалья во второй половине голоцен // География и природные ресурсы. – 2017. – №3. – С. 114-125. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2017-3(87-96).

Рыжов, Ю.В., Голубцов, В.А. Новые данные о литологическом составе, возрасте и этапах формирования отложений первой надпойменной террасы р. Менза (Древнее поселение Усть-Менза-1, Забайкальский край) // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2018. – Вып. 7. – С. 41-50.

Сидорчук, А.Ю., Панин, А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 4. Анализ крупности руслового аллювия для определения скоростей палеопотоков) // Геоморфология. – 2018. – №3. – С. 40-51. DOI: 10.7868/S0435428118030045.

Ямских, А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири – Красноярск: КГПИ, 1993. – 226 с.

Benito, G., Macklin, M.G., Panin, A., Rossato, S., Fontana, A., Jones, A.F., Machado M.J., Matlakhova, E., Mozzi, P., Zielhofer, C. Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability // Scientific Reports. – 2015. – 5. – 16398. DOI: 10.1038/srep16398 (2015).

Fukumoto, Y., Kashima, K., Ganzorig, U. The Holocene environmental changes in boreal fen peatland of northern Mongolia reconstructed from diatom assemblages // Quaternary International. – 2014. – Vol. 348. – P. 66-81. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.029>.

Klige, M, Sauer, D. Spatial pattern of Late Glacial and Holocene climatic and environmental development in Western

Mongolia — A critical review and synthesis // *Quaternary Science Reviews*. — 2019. — Vol. 210. — P. 26-50. URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.020>.

Macklin, M.J., Lewin, J., Woodward, J.C. The fluvial record of climate change // *Phil. Trans. R. Soc. A*. — 2012. — Vol. 370. — P. 2143-2172.

Panin, A., Adamiec, G., Filippov, V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene // *Quaternaire*. — 2015. — Vol. 26. — №1. — P. 27-48. URL: <http://dx.doi.org/10.4000/quaternaire.7141/>.

Panin, A., Matlakhova, E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. — 2015. — Vol. 130. — P. 46-61. DOI: 10.1016/j.catena.2014.08.016.

Peng, F., Prinsa, M.A., Kassea, C., Cohenb, K.M., Van der Putten, N., van der Lubbe, J., Toonen, W.H.J., van alen R.T. An improved method for paleoflood reconstruction and flooding phase identification, applied to the Meuse River in the Netherlands // *Global and Planetary Change*. — 2019. — Vol. 177. — P. 213-224. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.006>

doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.006

Starkel, L., Micheżyńska, D.J., Gębica, P., Kiss, T., Panin, A., Perşoiu, I. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of Central-Eastern Europe (60-8 ka cal BP) // *Quaternary International*. — 2015. — Vol. 388. — P. 97-118. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.017>.

Tarasov, P.E., Bezrukova, E.V., Krivonogov, S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Climate of the Past*. — 2009. — Vol. 5. — P. 285-295.

Wanner, H., Solomina, O.N., Grossjens, M., Ritz, S., Jetel, M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quaternary Science Review*. — 2011. — Vol. 30. — P. 3109-3123. DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.07.010.

Zhao, X., Wang, J., Wei, M., Lai, Z., Fan, M., Zhao, J., Pan, B., Zhao, Y., Li, H., Zhao, Q. Optically stimulated luminescence dating of Holocene palaeoflood deposits in the middle reach of the Yongding River, China // *Quaternary International*. — 2017. — Vol. 453. — P. 37-47. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.02.013>.

РЕЛИКТОВЫЙ КРИОГЕННЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ КУРСКОЙ И ЯРОСЛАВСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Сёмочкина А.Е.¹, Беляев В.Р.^{1,2}, Гаранкина Е.В.^{1,2}, Харченко С.В.¹,
Шоркунов И.Г.², Луговой Н.Н.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
s_anna15@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. Реликтовые криогенные явления (назовем так и микрорельеф и грунтовые деформации) оказывают влияние на сельскохозяйственную деятельность и в заметной степени отражаются на ходе современных рельефообразующих процессов. Цель настоящего исследования состоит в изучении типов реликтового криогенного микрорельефа на ключевых объектах в Курской и Ярославской областях. В полевых и камеральных исследованиях ис-

пользовался комплекс методов: геоморфологические и почвенно-морфологические описания, геодезическая съемка лазерным тахеометром и дифференциальной системой спутникового позиционирования, съёмка рельефа с беспилотного летательного аппарата (БПЛА), ручное дешифрирование космических и аэрофотоснимков, сравнение разновременных карт и космоснимков. Дешифрирование космических снимков и снимков с БПЛА позволило установить наличие в Курской и Ярославской областях нескольких основных типов реликтового криогенного микрорельефа. В Курской области это полигонально-блочный микрорельеф с крупными, средними и мелкими полигонами, а также рельеф веерной бороздчатости. В Ярославской области встречаются полигонально-блочный микрорельеф, редуцированный микрорельеф средних и мелких полигонов, блочно-западинный и крупноблочный микрорельеф.

Ключевые слова: реликтовый криогенный микрорельеф, палеокриогенез, Курская область, Ярославская область

Введение. Более чем на 90% территории России организация почвенного покрова сопряжена с современным и древним криолитогенезом и определенными особенностями строения микрорельефа (Величко и др., 1996). Влияние палеокриогенного фактора сказывается на формировании неоднородности почвенного покрова на разных геоморфологических уровнях — на террасах речных долин, в пределах плакоров и приводораздельных склонов на обширных пространствах бореальной, лесостепной и степной зон умеренного пояса. Период перехода активных криогенных форм в реликтовое состояние связан с многочисленными процессами захоронения, переотложения материала, разрушения и выравнивания микрорельефа.

Реликтовые криогенные явления (назовем так и микрорельеф и грунтовые деформации) оказывают влияние на сельскохозяйственную деятельность и в заметной степени отражаются на ходе современных рельефообразующих процессов. Область широкого распространения реликтового криогенного микрорельефа (РКМ) совпадает с областью активного развития эрозии: районы наибольшей густоты эрозионно-

го расчленения встречаются там, где хорошо выражен реликтовый полигональный и слитно-полигональный микрорельеф. Палеокриогенез осложнил условия развития почв и предопределил пространственную вариабельность элементарных почвенных ареалов (Величко и др., 1996).

Цель настоящего исследования состоит в изучении типов реликтового криогенного микрорельефа на ключевых объектах в Курской и Ярославской областях. В последствии полученные данные будут использованы для качественной и количественной оценки влияния РКМ на современные геоморфологические процессы и структуру почвенного покрова.

Материалы и методы. Объекты исследования — юго-западный макросклон Среднерусской возвышенности в Курской области (в пределах бассейна Сейма); Ярославское Поволжье, восточный макросклон Борисоглебской возвышенности (водосбор озера Неро). Научный интерес здесь представляют различные типы форм реликтового криогенного микрорельефа (РКМ) в разной степени выраженные и влияющие на современные экзогенные процессы и структуру почвенного покрова.

В основу работы легли результаты полевых исследований, проводимые в составе экспедиций научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов по изучению баланса наносов на малых водосборах, изучению влияния реликтового криогенного микро рельефа на флювиальные процессы и почвенный покров в Курской и Орловской областях в 2010-2012 гг. и 2015-2019 гг., и на Борисоглебской возвышенности в Ростовском районе Ярославской области в 2017–2019 гг.

В полевых и камеральных исследованиях использовался комплекс методов: геоморфологические и почвенно-морфологические описания, геодезическая съемка лазерным тахеометром и дифференциальной системой спутникового позиционирования, съемка рельефа с беспилотного летательного аппарата (БПЛА), ручное дешифрирование космических и аэрофотоснимков, сравнение разновременных карт и космоснимков.

На космических снимках Corona, Google, Yandex, BingSat на многих полях хорошо прослеживается пятнистый рисунок различных типов РКМ. Для более точного и подробного дешифрирования необходимо использовать сразу несколько снимков с различных спутников и за разные временные промежутки. Лучше всего микро рельеф проявляется на пахотных полях поздней весной, когда появляется первый растительный покров. Многие поля в исследуемых областях на данный момент заброшены и находятся в состоянии залежей или даже покрыты лесной растительностью. Поэтому снимки со спутника Corona 1968 года значительно расширяют возможности дешифрирования, так как в это время распахивались большие площади. Съемка с БПЛА позволяет получить сним-

ки с разрешением в десятки сантиметров и уточнить результаты ручного дешифрирования спутников в наиболее спорных местах. Палеокриогенный генезис различных типов наблюдаемой морфоскульптуры подтверждается наличием систем клиновидных деформаций. Они наблюдаются в карьерах Курской и Ярославской областей и в свежераскопанных траншеях в Ростовском районе Ярославской области. Пониженным элементам рельефа соответствуют клиновидные псевдоморфозы, между которыми располагаются повышения.

Именно криогенное растрескивание и последующее заполнение трещин привело к появлению полигонально-блочного микро рельефа, наблюдаемого сейчас на обширных территориях Восточно-Европейской равнины. Он имеет различную выраженность и степень сохранности, поэтому А.А. Величко была разработана классификации форм реликтового криогенного микро рельефа. Для рассматриваемых областей наиболее характерны следующие типы РКМ: полигонально-блочный, средне- и мелкополигональный, крупноблочный, блочно-западинный, западинный микро рельеф и рельеф веерной бороздчатости или деллей. Зачастую РКМ сильно редуцирован, сохраняются лишь общие едва заметные очертания былых полигональных форм. Это затрудняет выделение конкретных типов. Местами микро рельеф совсем не выражен. В таком случае поля при дешифрировании не были отнесены ни к какому типу реликтовой морфоскульптуры.

Результаты. *Курская область.* Территория Курской области была затронута покровным оледенением в первой половине среднего плейстоцена (днепровское оледенение). Во второй половине среднего плей-

стоцена она находилась в перигляциальной зоне московского, а позднее валдайского оледенения. Несмотря на то, что Курская область расположена значительно южнее границы последнего валдайского оледенения, оно оказало значительное влияние на изменения ландшафтов, в особенности в поздневалдайское время ввиду суровых климатических условий.

Ключевым участком исследования является бассейн малой р. Лещинки в Тимском районе Курской области. Склоны балочных водосборов в бассейне р. Лещинки имеют ступенчатый пологоволнистый продольный профиль. Вероятно, это обусловлено сочетанием геологической структуры (близким залеганием коренных пород — мелов) и наличием реликтового криогенного микрорельефа полигонально-блочного типа. Последний хорошо прослеживается на космических снимках, но в рельефе дневной поверхности выражен слабо — в виде пологих распахиваемых ложбин (шириной по бровкам 20-30 м, глубиной 2-3 м с очень плавными, нечёткими бровками и тыловыми швами), nasledующих межблочные понижения и осложняющих поверхность структурных ступеней. Здесь хорошо выражен полигонально-блочный микрорельеф с крупными, мелкими и средними полигонами.

На лёссовых породах встречается мелко-западинный рельеф. Такие западины располагаются в замках полигональных трещин. На Среднерусской возвышенности также отмечаются участки веерной бороздчатости — распространение деллей. Пологие ложбины протягиваются на более крутых придолинных частях склонов от участков распространения полигонально-блочного микрорельефа и открываются в

днища крупных балок и речных долин.

Ярославская область. Коренные карбонатные породы практически повсеместно перекрыты мощным покровом четвертичных отложений. В Ростовской низине и на прилегающей к ней Борисоглебской возвышенности коренные породы не выходят на дневную поверхность. На ключевом участке мощности четвертичных отложений колеблются от 200 (котловина Неро) до 50 м. На территории юго-востока Ярославского Поволжья прослеживаются следы трех оледенений: окского, днепровского и московского, и поэтому четвертичные отложения отличаются большим разнообразием генетических типов.

Изучаемая территория характеризуется длительным периодом существования многолетней мерзлоты во время позднего плейстоцена. Это способствовало развитию реликтового криогенного микрорельефа.

Наиболее суровые перигляциальные условия соответствовали максимуму поздневалдайского оледенения, во время которого сформировалась полигональная сеть криогенных деформаций типа ледогрунтовых клиньев с шагом между полигональными трещинами до 40-50 м. На свежевспаханных участках внутри более крупных полигонов видна вторая генерация блоков с длиной сторон 15-20 м, соответствующие им криогенные деформации четко прослеживаются в траншеях.

Дешифрирование космических снимков показало наличие на ключевом участке «Поклоны» четырех основных типов РКМ: наиболее хорошо выраженный полигонально-блочный, редуцированный средне- и мелкополигональный, блочно-западинный микрорельеф и едва-заметный рельеф крупных шести-, пятиугольных блоков. Послед-

ние встречаются довольно редко и, вероятно, приурочены к песчаным породам или опесчаненным суглинкам.

Обсуждение. Изучение РКМ представляет наибольший интерес с точки зрения их влияния на современные геоморфологические процессы, особенно на почвенную, линейную эрозию и склоновые процессы. Проблема сохранности различных типов РКМ важна с палеогеографической точки зрения. Реликтовый рельеф открывает возможности для ландшафтных и климатических реконструкций, что также является перспективной областью для исследований. Несмотря на большой интерес ученых из разных стран и хорошую изученность проявлений палеокриогенеза, еще остаются трудности с однозначностью интерпретаций палеокриогенных форм и, как следствие, палеогеографических реконструкций на основе их изучения.

Ярчайшие индикаторы существования мерзлотных процессов — клиновидные структуры. Их протаивание приводит к появлению мелких и крупных (мощностью до 3-5 м) деформаций в грунте. Относительно мелкие структуры могут быть связаны с трещинами усыхания или отрыва (на склонах) (Тумской В.Е., Малеева, 2016). Не исключены и существенные изменения строения первичных клиньев эрозионными процессами в результате концентрации стока в протаявших ложбинах. Сложно доказать и то, что некоторые овраги и делли, и вся эрозионная сеть в целом, имеют термоэрозионное, а не просто эрозионное происхождение (Sidorchuk, Matveeva, 2020).

К другим индикаторам криогенных процессов относят небольшие почвенные и грунтовые деформации — мелкоклиновидные структуры размером от первых санти-

метров до первых десятков сантиметров, структуры течения и инволюции. Но не исключено формирование таких структур в слое сезонного промерзания. Также их образование может быть вызвано формированием первичных трещин усыхания, которые затем закрепляются растительностью или увеличиваются в процессе льдообразования.

Решение указанных проблем возможно при проведении дальнейших комплексных исследований строения четвертичных отложений и процессов педогенеза, особенно на их начальной стадии — переходной эпохе от плейстоцена к голоцену.

Выводы. Реликтовый криогенный микрорельеф широко развит на территории ВЕР и представлен различными морфологическими типами, которые хорошо диагностируются на космических и аэрофотоснимках, преимущественно, на пахотных землях.

Дешифрирование космических снимков и снимков с БПЛА позволило установить наличие в Курской и Ярославской областях нескольких основных типов реликтового криогенного микрорельефа. В Курской области это полигонально-блочный микрорельеф с крупными, средними и мелкими полигонами, а также рельеф верной бороздчатости. В Ярославской области встречаются полигонально-блочный микрорельеф, редуцированный микрорельеф средних и мелких полигонов, блочно-западинный и крупноблочный микрорельеф.

Дальнейшие исследования позволят установить качественное и количественное влияние РКМ на современные геоморфологические процессы и структуру почвенного покрова, а также, возможно, получить данные для палеогеографических реконструкций.

Исследование проводится при финан-

совой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-01118_а.

Литература

Величко, А.А., Морозова, Т.Д., Нечаев, В.П., Порожнякова, О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие – М.: Наука, 1996. – 145 с.

Тумской, В.Е., Малеева, А.Н. Признаки существования мерзлых пород в прошлом и возможности их использования для палеогеографических реконструкций. Пути эволюционной географии / Мат-лы Всерос. науч. конф., посвященной памяти проф. А.А. Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – М.: ИГ РАН, 2016. – С. 333-337.

Sidorchuk, A.Y., Matveeva, T.A. Periglacial gully erosion on the east European plain and its recent analog at the Yamal peninsula // Geography, environment, sustainability. – 2020. – 13(1). – P. 183-194.

РЕЛИКТОВЫЕ КРИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ЛАНДШАФТАХ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Стрелецкая И.Д.¹, Рябуха А.Г.², Поляков Д.Г.², Яковлев И.Г.²,
Норейка С.Ю.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, irinastrelets@gmail.com

²Институт степи УрО РАН, Оренбург, РФ, annaryabukha@yandex.ru

Аннотация. В окрестностях Оренбурга встречены признаки существования палеомерзлоты в неоплейстоцене и возможно, голоцене. В рельефе хорошо читаются крупные полигоны, которые свидетельствуют о существовании сплошных низкотемпературных мерзлых пород в прошлом. В разрезах исследованы грунтовые жилы в различных породах. Грунтовые жилы в пачках в лессово-почвенных формациях плейстоцена свидетельствуют о нескольких этапах экспансии мерзлоты в конце плейстоцена, сменяющимися ее полной деградацией, процессами термокарста и почвообразования.

Ключевые слова: реликтовый криогенный рельеф, палеомерзлота, грунтовые жилы, лессы

В полевые сезоны 2019-2020 годов на территории Оренбургской области в окрестностях г. Оренбурга проводились комплексные исследования следов существования палеомерзлоты. Их целью стал поиск остаточных мерзлотно-геологических явлений. На равнинных территориях они представлены полигональными клиновидными структурами (псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально грунтовые жилы, мелкополигональные трещинные

образования), солифлюкционными образованиями и пластическими деформациями (инволюции и криотурбации) (Попов, 1960). Реликтовые формы имеют современные аналоги, приуроченные к районам криолитозоны со свойственными температурами пород и характером их распространения (сплошным, прерывистым, островным, спорадическим).

По схеме физико-географического районирования объекты исследования рас-

положены на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской равнины в пределах возвышенных эрозионно-денудационных пластово-ярусных равнин Подуральского плато, Общего Сырта и Предуральского Сырта. Поверхности расчленены многочисленными реками и балками на небольшие по площади водораздельные массивы. В геологическом строении северной части района принимают участие глинистые сланцы, мергели, песчаники, известняки, аргиллиты и алевролиты пермского и триасового возраста. К югу от реки Самары они сменяются юрскими и меловыми отложениями, состоящими их галечников, песчаников, песков, глин и мела. Неровности и понижения в коренных породах выполнены дисперсными четвертичными отложениями разной мощности от 0,5-1,0 м на водоразделах и верхних частях склонов до 45,0 м в долинах рек и оврагах (Карта четвертичных образований..., 2010).

Климат района континентальный ($T_{\text{ср. год}} \sim 4^{\circ}\text{C}$) с холодной малоснежной зимой (ср. $T_{\text{январь}} -15^{\circ}\text{C}$), жарким летом (ср. $T_{\text{июль}} 21^{\circ}\text{C}$) и значительным преобладанием испарения (800-900 мм) над осадками (260-390 мм); гидротермический коэффициент менее 0,6. Продолжительность безморозного периода около 140 дней (Географический атлас..., 2020).

Зональный почвенный покров представлен черноземами, солонцами и солонцеватыми почвами, характерна комплексность почвенного и растительного покровов. Глубина зимнего промерзания составляет 120-140 см (на февраль), высота снежного покрова около 30 см (средняя из наибольших декадных) (Географический атлас..., 2020).

В ботанико-географическом отношении изучаемая территория относится к зоне дер-

новинно-злаковых степей, которые в настоящее время практически полностью распашаны. Лесная растительность обильна по поймам рек, сыртам и балкам.

На космоснимках различного масштаба хорошо читается палеомерзлотный рельеф. На плоских поверхностях водоразделов и в долинах можно видеть регулярную решетку в виде полигонов разных размеров от $5 \times 5 \text{ м}^2$ до $40 \times 40 \text{ м}^2$ и крупнее. Характерны вытянутые по склонам понижения — «делли» через 20-60 м, в днищах долин небольших водотоков можно встретить четкообразные русла, наследующие древнюю полигональную решетку (Ryabukha, 2018).

В ходе рекогносцировочных работ полевого сезона 2019 года был проведен осмотр и изучение карьеров, оврагов, различного рода выемок грунта с целью поиска палеокриогенных структур. В результате проведенных исследований были обнаружены следы реликтовых криогенных структур, а участки исследования были названы по близлежащим населенным пунктам.

Участок Ивановка 1 и 2. Заброшенный карьер, шириной около 100 м, длиной 200 м и глубиной 4-5 м, заложенный для строительства объездной дороги Экодолье — Соль-Илецк.

На космоснимке участка, прилегающего к южному борту карьера, хорошо читается реликтовый криогенный полигонально-блочный рельеф. Палеорельеф определяется по пятнистому рисунку и хорошо дешифрируется по сети полигонов (рис. 1). Размер решетки в среднем составляет около 30 метров.

В стенках карьера вскрываются пачки палево-желтых лессов и темно-коричневых реликтовых почв. В нижней части стенки на фоне ярко желтых лессов хорошо читается

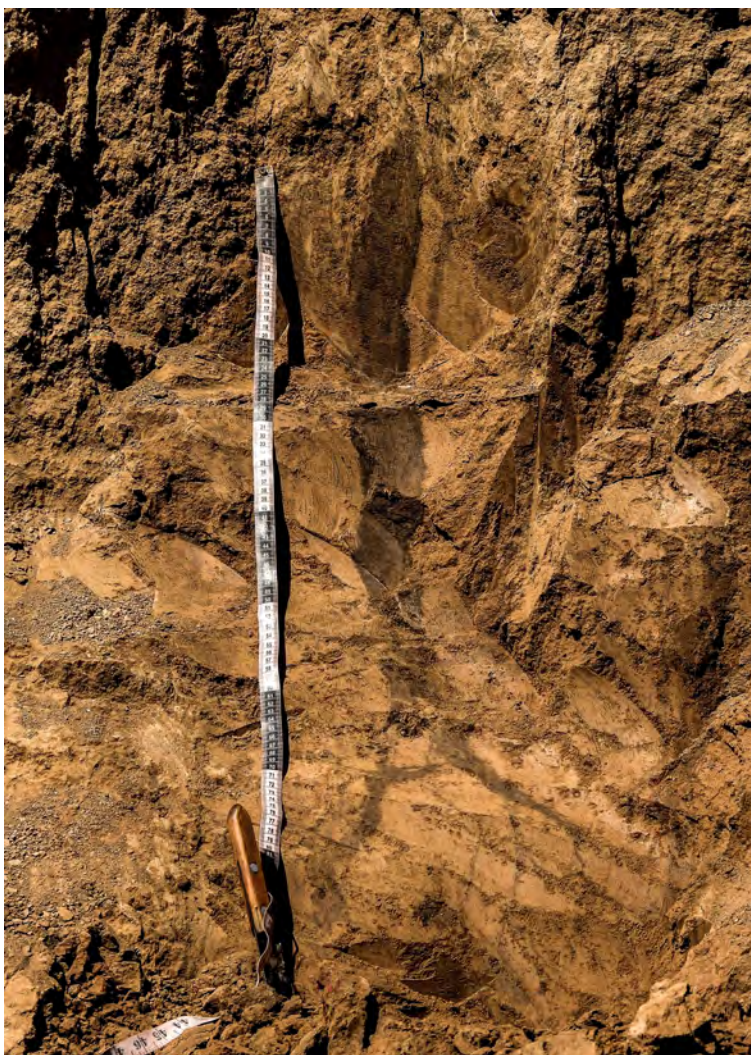
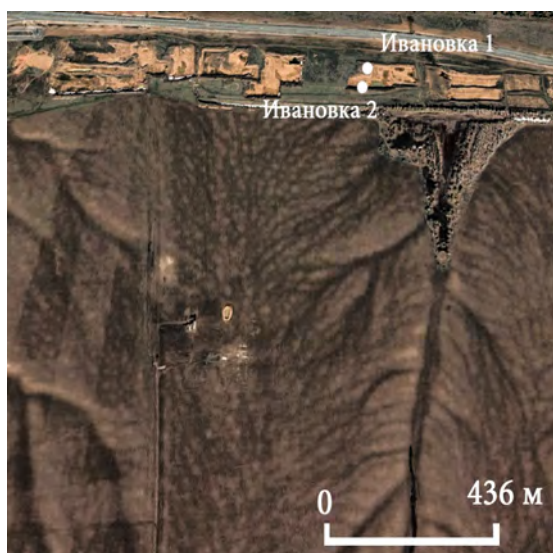


Рисунок 1.

Фрагмент космического снимка участка Ивановка 1-2 с полигонально-блочным микрорельефом (сверху).

Грунтовая жила на участке Ивановка 1 (справа).

грунтовый клин шириной 0,1 м и видимой мощностью 1,0 м, заполненный темно-коричневым гумусированным материалом (рис. 1). Предполагаемый размер грунтового клина по вертикали 2,0-2,6 м. Нижняя часть клина ветвится и имеет четыре «хвоста» толщиной 0,01-0,001 м. «Хвосты» внедряются в нижележащие породы.

В противоположной стенке под 0,70-0,65 м современным почвенным горизонтом залегает двухметровая пачка желтых пород (предположительно лессов). Ниже залегает 0,10 м прослой темнокоричневого гумусированного горизонта (палеопочва). Под почвенным горизонтом в пачке оранжево-желтых пород большое количество разно

ориентированных вытянутых темно-коричневых гумусированных клиновидных включений (преимущественно вертикально ориентированных). Нижние части грунтовых жил имеют по несколько «хвостов», ширина которых с глубиной уменьшается от 0,10 м до 0,01 м. Все жилы начинаются ниже горизонта палеопочв и заканчиваются на одной глубине. Видимая высота грунтовых клиньев 2,0 м.

Участок Подгородняя Покровка. Участок расположен в 1 км западнее поселка Подгородняя Покровка, с правой стороны дороги от трассы Р224 к поселку Соловьевка. Карьер размером 600 на 500 метров, глубиной 50 м, является опорным разре-

зом лессово-почвенной формации, получивший известность в последние годы во внеледниковой части России. Разрез впервые был описан В.К. Шкатовой в 1988 г., имеет палеомагнитную привязку, кротериофаунстическую и другие характеристики (Шкатова, Никулин, 1998). Разрез общей мощностью около 50 м представлен палеопочвами и разделяющими их лессовыми породами, которые с размывом перекрывают морские отложения акчагыла. В разрезе Подгородняя Покровка выделяются два комплекса. Нижний комплекс мощностью около 15,0 м относится к эоплейстоцену, верхний — мощностью около 40,0 м относится к неоплейстоцену и включает десять ископаемых почв и разделяющие их лессовые горизонты. Маркирующий границу среднего и верхнего неоплейстоцена педокомплекс включает две почвы: нижнюю буро-черную черноотрожскую и верхнюю красно-корич-

невую пьяненскую, которые разделены лесовидным суглинком. Стратиграфическое положение черноотрожской почвы определено по фауне мелких млекопитающих и соответствует микулинскому времени (Шкатова, Никулин, 1998).

На космоснимке территория, окружающая карьер, также характеризуется ярко выраженным реликтовым криогенным полигонально-блочным рельефом, который определяется по пятнистому рисунку и хорошо дешифрируется по сети полигонов (рис. 2). Размер решетки составляет около 30-40 метров.

В юго-западном борту карьера на абсолютной отметке 139 м в эрозионном понижении вскрыты грунтовые жилы (рис. 2). Высота грунтовых клиньев 1,30 м. Грунтовые жилы светло-желтого цвета начинаются в 0,60-0,90 м горизонте лессов, залегающих ниже современной почвы, и проникают

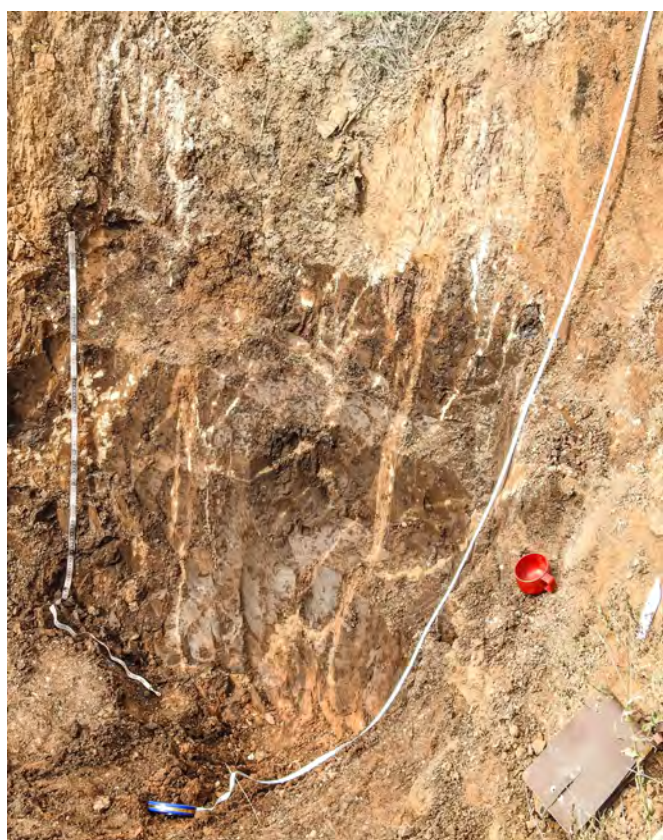
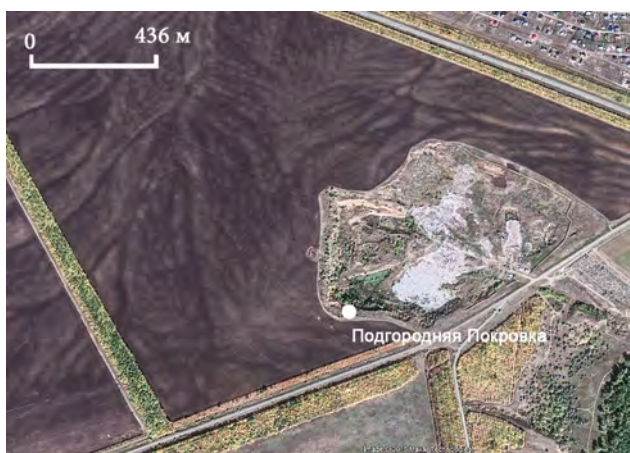


Рисунок 2.

Фрагмент космического снимка участка Подгородняя Покровка с полигонально-блочным микрорельефом (сверху). Грунтовая жила на участке Подгородняя Покровка (справа).

в темно коричневый горизонт реликтовых почв. Мощность современной почвы 30 см. Видимая мощность реликтового почвенного горизонта 120 см. В отличие от лессовых горизонтов и современной почвы реликтовая почва не содержит карбонатов.

Расстояние между грунтовыми жилами 0,60 м, толщина жил поверху 0,11 м. Нижние концы жил ветвятся, ширина «хвостов» сокращается до 0,01-0,03 м. Грунтовые жилы заполнены желтыми лессами, перекрывающими реликтовый почвенный горизонт и оторочены белым кальцинированным слоем толщиной 1,0-1,5 см.

Выводы. В окрестностях Оренбурга встречены признаки существования палеомерзлоты в неоплейстоцене и возможно, на холодных этапах голоцена. В рельефе хорошо читаются крупные полигоны, которые свидетельствуют о существовании в прошлом сплошных низкотемпературных мерзлых пород. В разрезах исследованы грунтовые жилы — реликты морозобойного растрескивания. То, что грунтовые жилы являются мерзлотными формами, а не трещинами усыхания, подтверждается их ярусностью, характерными многочисленными «хвостами» и особенностями внедрения и заполнения отложениями. Такие особенности грунтовых клиньев хорошо известны в современной криолитозоне.

Грунтовые жилы в лессово-почвенных формациях свидетельствуют о нескольких этапах экспансии мерзлоты в конце неоплейстоцена, которые чередовались с ее полной деградацией. Установлено, что суровые условия в районе Оренбурга были в конце среднего неоплейстоцена (МИС 6). Грунтовые клинья в лессах заполнены гумусом реликтовой черноотрожской почвы (МИС 5). Они формировались при де-

градации мерзлоты и заполнении оттаявших ледяных клиньев породами сезонного оттаивания (Ивановка 1,2). Следующий этап похолодания, закончившийся в конце (МИС 2), привел к формированию мерзлотного рельефа, морозобойному растрескиванию и проникновению жил в черноотрожскую почву (МИС 5). При деградации мерзлоты в голоцене ледяные жилы оттаивали и замещались вышележащими породами (Подгородняя Покровка).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №20-05-00556 и частичной поддержке Государственного задания по теме «Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза» НИР АААА-А16-116032810095-6.

Литература

Географический атлас Оренбургской области / А.А. Соколов, А.А. Чибилёв, О.С. Руднева, Е.В. Барбазюк, С.А. Дубровская, Н.О. Кин, А.И. Климентьев, С.В. Левыкин, В.М. Павлейчик, Ю.А. Падалко, В.П. Петрищев, Д.Г. Поляков, А.Г. Рябуха, Ж.Т. Сивохиц, А.А. Чибилёв (мл.). — Оренбург: Институт степи УрО РАН. РГО, 2020. — 160 с.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. СПб. Минприроды России. Роснедра. ФГУП «ВСЕГЕИ». ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2010. — 220 с.

Попов, А.И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы. / Перигляциальные явления на территории СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1960. — С. 10-36.

Шкатова, В.К., Никулин, А.Г. Лессово-почвенная стратиграфия Оренбургско-

го Предуралья / Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в 21 веке: материалы всероссийского совещания. – СПб., 1998. – С. 57-58.

Ryabukha, A.G. Late pleistocene periglacial

formations in landscapes of Zavolzhye-Urals region / IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – Vol. 201. – Iss. 1. DOI: 10.1088/1755-1315/201/1/012018.

ГЛЯЦИОСТРУКТУРНЫЕ СВОЙСТВА ТОЛЩИ МЕРТВОГО ЛЬДА, И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ПРОЦЕССЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА ПРИ ЕЁ ДЕГРАДАЦИИ

Татарников О.М.

Псковский государственный университет, Псков, Россия, o.m.tatarnikov@gmail.com

Аннотация. В статье, опираясь на обширный массив информации, собранной в результате многолетних полевых исследований на территориях северо-запада России, стран Балтии и Белоруссии, подвергавшихся последнему скандинавскому оледенению, и на сравнительный анализ материалов литературных источников по территории современного оледенения, рассматривается формирование структуры толщи мертвого льда и ее влияние на результаты морфолитогенеза при деградации посредством процессов поверхностной абляции, гляциокарста и термоэрозии. Предлагается выделять три гляциоструктурных типа толщи мертвого льда: чешуйчато-надвигово-складчатый, горизонтально-слоистый и блоковый. При деградации каждого гляциоструктурного типа мертвого льда формируются самостоятельные финальные комплексы форм рельефа.

Ключевые слова: гляциоструктурные типы толщи мертвого льда, их характеристика, типы морфолитогенеза, финальные комплексы форм контролируемого и неконтролируемого рельефа деградации мертвого льда

Введение. О существовании у регрессирующих ледниковых систем участков «неподвижного», или «мертвого», льда исследователи регионов современного оледенения Арктики и Антарктики отмечают в публикациях, начиная с конца XIX - начала XX века (Steenstrup, 1883, Reid, 1895, Gulliver, 1899, Fuller, 1904, Tarr, 1909, Tarr, Martin, 1906, Gilbert, 1914). Однако в работах исследователей областей бывшего покровного плейстоценового оледенения Европы и России гипотеза образования при его деградации обширных полей неподвижного льда высказывается впервые С.Н. Ни-

китиным (1883) и лишь позднее поддерживается зарубежными учеными (Cook, 1924, Schneider, 1926, Bulov, 1927, Flint, 1929, Andersen, 1931). С момента появления термина «мертвый лед» суть его понимания была настолько абстрактной, что качественные параметры среды и арены морфолитогенеза при его деградации фактически не рассматривались. Признавался лишь факт существования участков мертвого льда, объяснялись причины их образования, описывались формы рельефа, генезис которых определено связывался с их таянием. Последние включались в различные морфогенезы

нетические классификации гляциального рельефа, в то время как попыток классифицировать среду и арену их морфолитогенеза, то есть гляциоструктурные свойства неподвижной ледяной толщи, концентрацию и особенности пространственной локализации включенного в неё обломочного материала, не предпринималось. Между тем, именно они определяют состав ансамбля разрушающих её экзогенных процессов, контролируют разнообразие процессов аккумуляции извлеченного из неё обломочного материала, а также определяют скорость и хронологические рамки деградации того или иного массива мертвого льда. Отсюда, классификация мертвого льда, используя критерий гляциоструктурных особенностей его толщи, позволяет разрабатывать вероятные концептуальные модели морфолитогенеза при её деградации, а по финальным результатам последней - реконструировать местоположение былых обстановок существования мертвого льда на территориях бывшего плейстоценового покровного оледенения и прогнозировать морфолитогенетические результаты деградации современных ледниковых систем.

Материалы и методы. При написании данной статьи были использованы материалы многолетних (1968-2019 гг.) полевых исследований на территории северо-запада России, Прибалтики и Белоруссии, подвергавшейся позднеплейстоценовому покровному оледенению. В ходе этих исследований на ледораздельных, маргинальных возвышенностях и гляциодепрессионных низменностях данных регионов изучались комплексы форм рельефа мертвого льда и образующие их гляцигенные и водноледниковые осадки. При этом применялись традиционные геологические, гео-

морфологические и картографические методы исследования, опирающиеся на метод актуализма с использованием системного и эволюционного подходов. Кроме того, производилось обобщение обширного массива материалов по морфолитогенезу в условиях деградации мертвого льда, опубликованных в отечественных и зарубежных источниках по территориям последнего покровного плейстоценового оледенения северного полушария и современного покровного и полупокровного оледенений Арктики и Антарктики. На этой основе, используя сравнительный и ретроспективный анализы, производилась реконструкция вероятных вариантов морфолитогенеза при деградации различных гляциоструктурных типов мертвого льда.

Результаты. К основным геологическим свойствам толщи мертвого льда относятся содержание в ней количества обломочного материала и особенности пространственной локализации его в её объеме. Эти свойства толща мертвого льда приобрела на этапе активного состояния глетчерных масс, и они зависели от физико-механических особенностей коренных пород ледникового ложа, характера уклона и рельефа последнего, которые, в свою очередь, определяли тип движения активных глетчерных масс.

По наблюдениям исследователей, мощность базальной мореносодержащей толщи у современных покровных и полупокровных гляциальных систем варьирует в интервале от 1,0-1,5 м до 100-150 м и зависит от твердости коренных пород ледникового ложа. Там, где оно образовано из прочных кристаллических горных пород, мощность такой толщи не превышает нескольких метров и, наоборот, там, где это ложе сложе-

но менее прочными скальными или рыхлыми осадочными породами, эта мощность возрастает до нескольких десятков метров. Та же закономерность отмечается и в отношении степени концентрации в мореносодержащем льде обломочного материала. Если ледниковое ложе сложено прочными магматическими и метаморфическими породами, то в базальной мореносодержащей толще концентрация обломочного материала составляет от сотых долей процента до 2-3%, а в случае, если оно сложено рыхлыми осадочными породами, то содержание обломочного материала в этой мореносодержащей толще может достигать 20-40% и даже превышать 80% (Евтеев, 1964, Лаврушин, 1976, Троицкий, 1970, Todtmann, 1932, Swinzow, 1962, Boulton, 1967, 1968, 1972, Fitzsimons, 1990, Balrunas et al., 2009).

В то же время характер уклона и особенностей рельефа ложа ледника, контролируя тип движения ледниковых масс, определяют особенности формирования структуры глетчерной толщи, а последняя, в свою очередь, влияет на локализацию в пространстве этой толщи изъятых из коренных пород ледникового ложа обломочного материала. Выделение гляциологами трех основных типов движения ледниковых масс внутри активных гляциальных систем: 1) вязко-пластического течения, 2) перемещения серии надвиговых пластин (чешуй или скиб) из льда по плоскостям внутренних сколов и 3) глыбового скольжения льда по ледниковому ложу (Шумский, 1955, Лаврушин, 1976, Левков, 1980, Boulton, 1967 и др.) предполагает существование трех структурных типов мореносодержащей глетчерной толщи: 1) горизонтально-слоистой, 2) чешуйчато-надвигово-складчатой и 3) блоковой, которые соответственно наследуются

ледниковыми массами, потерявшими способность к движению. Анализ таких структурных типов мертвого льда в динамической структуре бывших и современных ледниковых систем позволил выделить внутри последних различные по местоположению и масштабам зоны омертвления и произвести классификацию участков мертвого льда, характерных для каждой из этих зон (Татарников 2018).

Структура ледяной толщи мертвого льда чешуйчато-надвигово-складчатого типа представлена чередованием субвертикальных, или падающих под меньшим наклоном навстречу бывшего движения глетчерных масс, чешуй или скиб из базального мореносодержащего льда, разделенных прослоями относительно чистого льда. Формирование подобной структуры ледяной толщи обязано движению ледниковых масс по плоскостям внутренних сколов, типичному для маргинальных и ледораздельных зон гляциальных систем, где создаются области высокого горизонтального сжатия ледниковых масс. Эти горизонтальные напряжения возникают перед выступами ледникового ложа, в зонах контакта активных «теплых» глетчерных масс с примерзшими к ложу «холодными» в краевых зонах политермальных ледников, а также при обратном уклоне ложа ледника (Лаврушин, 1976, Weertman, 1961, Hagen and Sætrang, 1991). При их разрядке отторгнутые прослои базальной мореносодержащей толщи выводятся по субвертикальным плоскостям внутренних сколов к ледниковой поверхности.

Сопровождающие такой механизм движения глетчерных масс фрикционно-режелеационные процессы способствуют этому типу движения. Нередко формирование толщи из серии наложенных друг на друга

чешуйчатых надвигов сопровождается образованием обычных складок, опрокинутых складок или складок срыва. Таким образом, формируется гляциотектонический тип структуры глетчерной толщи, который неоднократно наблюдался и описывался в краевых и ледораздельных зонах современных гляциальных систем многими исследователями (Gripp, Todtmann, 1926, Slater, 1927, Swinzow, 1962, Boulton, 1967, Fitzsimons, 1990, Krüger, 1994, Hambrey and Huddart, 1995, Cook et al., 2015, Лаврушин, 1976, Троицкий, 1970 и др.). Мертвый лед с гляциотектонической структурой толщи отличается повышенным содержанием обломочного материала, представляя собой матрицу чешуйчато-надвигово-складчатой фации основной морены (Лаврушин, 1976, Левков, 1980, Аболтиньш, 1989), которая, в отличие от последней, содержит в себе то или иное количество льдистого матрикса.

Подобная структура мореносодержащей толщи льда уже первоначально определяет внешний облик и внутреннее строение формирующегося контрастного рельефа наледниковой поверхности массива мертвого льда с последующей её препарацией селективной поверхностной абляции. В начальную стадию деградации субвертикальные мореносодержащие прослои этой толщи обнажаются на поверхности участка мертвого льда, образуя рельеф возвышающихся обломочных даек, или стеновидных выходов, из прослоев мореносодержащего льда, рельеф которых напоминает систему куэстовидных гряд, субпараллельных ледниковому краю. В условиях дальнейшей деградации участка мертвого льда подобный контрастный характер рельефа наледниковой поверхности вызывает селективную поверхностную абляцию и контролируруемую седимента-

цию обломочного материала. Обломочный материал, вытаявая из субвертикальных или наклонных обломочных даек посредством процессов гравитации и солифлюкции, накапливается в понижениях между ними. При этом обилие выводимого на ледниковую поверхность базального моренного материала благоприятствует быстрому накоплению достаточно мощного обломочного абляционного покрова, который переводит нижележащую гляциотектоническую толщу льда на длительное время в ископаемое состояние, с сохранением контрастного холмисто-грядового моренного абляционно-структурного наледникового рельефа.

Формирующиеся на начальной стадии деградации линейные комплексы подобного холмисто-грядового рельефа мертвого льда неоднократно наблюдались и охарактеризованы на современных полупокровных ледниках Арктики (Todtmann, 1932, Gripp, 1929, Ward, 1952, Woldstedt, 1954, Троицкий, 1970 Лаврушин, 1976). Армированная субвертикальными мореносодержащими прослоями чешуйчато-надвигово-складчатая толща мертвого льда при своем таянии давала небольшое количество талых вод, для циркуляции которых как внутри погребенной толщи льда, так и по поверхности абляционного покрова с контрастным линейным холмисто-грядовым рельефом условия фактически отсутствовали. В связи с этим, в финальных комплексах такого абляционно-структурного рельефа мертвого льда, как правило, отсутствуют флювиогляциальные отложения и формы рельефа. В то же время эти талые воды могли скапливаться на поверхности бронирующего абляционного покрова, образуя группировки наледниковых водоемов, в слабопроточных котловинах которых, с обрывистыми термоабразионными

склонами, аккумуляровались толщи лимно-гляциальных осадков, накладывающихся на вытаявающее и абрадируемое гляциотектоническое моренное основание, или цоколь.

На финальной стадии деградации в составе комплекса контрастного абляционно-структурного моренного рельефа формировались платообразные формы рельефа, которые в разных регионах территории последнего плейстоценового оледенения получили самые различные названия (Татарников, 2018). В связи с тем, что гляциотектоническая структура глетчерной толщи такого типа мертвого льда при её деградации служит своеобразной матрицей для морфологии и внутреннего строения образующегося финального комплекса рельефа, его предлагается называть контролируемым абляционно-структурным холмисто-рядовым комплексом рельефа мертвого льда. Состав комплексов форм контролируемого абляционно-структурного рельефа определяется бывшим местоположением участка мертвого льда с гляциотектонической структурой толщи (гляциодепрессия или ледораздел) и физико-механическими свойствами горных пород ложа (Татарников, 2018). Следует отметить, что параллельная к бывшему ледниковому краю ориентировка комплексов контролируемого холмисто-рядового абляционно-структурного рельефа, с частичным сохранением реликтов гляциотектонической структуры в осадочных толщах финальных форм рельефа, нередко приводит к тому, что их рассматривают как комплексы маргинального рельефа, образовавшиеся при фронтальном отступании активного ледникового края выводных лопастей и языков ледниковых покровов.

Структура мертвого льда с горизонтально-слоистой толщиной формировалась при от-

мирании обширной зафронтальной области выводных языков и лопастей политермальных ледников, где на начальной стадии их рецессии преобладала ареальная дегляциация. Здесь повышенная мощность льда, его температурный режим (так называемый «теплый лед»), при уклоне ледникового ложа, совпадающем с направлением движения ледниковых масс, и относительно однородном характере рельефа последнего, благоприятствовали вязко-пластичному типу течения глетчерных масс до момента их омертвления. Структура такого типа мертвого льда представляет собой толщу, базальный горизонт у которой образован из массивной ассоциации относительно чистых линзочек фрикционно-режеляционного льда и линзочек глетчерного льда, обогащенных обломочным материалом, извлеченным во время движения глетчерных масс из коренных пород ледникового ложа.

Насыщенный обломочным материалом базальный горизонт выше перекрывается достаточно мощным горизонтом относительно чистых глетчерных масс, пассивно перемещавшихся, до момента омертвления, по вязко-пластичному слою базального горизонта. Механизм образования подобного базального мореносодержащего горизонта достаточно детально рассмотрен Р.Ф. Флинтом (Flint, 1929), П.А. Шумским (1955) и Ю.А. Лаврушиным (1976). Мореносодержащая толща такого базального льда представляет собой льдистый осадок монолитной фации основной морены (Лаврушин, 1976, Рухина, 1973, Аболтиньш, 1989), в то время, как более мощный верхний горизонт содержит только локально рассеянный в его толще обломочный материал, поступивший в ледяную толщу извне супрагляциально (эоловая пыль, тефра, гравитационные

осадки и др.), в зависимости от местоположения изучаемой ледниковой системы.

В ходе деградации участков мертвого льда с подобной гляциоструктурной толщей процессом поверхностной абляции, первоначально извлекается спорадически расположенный в верхнем горизонте глетчерной толщи обломочный материал, который накапливается локально на тающей поверхности участка мертвого льда. Первоначально он формирует прерывистый абляционный покров, в виде пятен «грязного льда», которые провоцируют очаги интенсивной поверхностной абляции. В связи с этим, ранее относительно ровная поверхность мертвого льда в процессе локальной абляции постепенно трансформируется в систему из положительных и отрицательных форм наледникового рельефа, представленную холмами с ледяными ядрами и разделяющими их котловинами. Следует отметить, что образующийся комплекс холмисто-котловинного рельефа является эфемерным, в связи с тем, что он, во-первых, формируется на ледяном субстрате, а во-вторых, представлен холмами с ледяным ядром, покрытым чехлом из абляционных обломочных осадков. В короткий теплый сезон, когда активизируются абляционные и гравитационно-солифлюкционные процессы, транспорт абляционного обломочного материала по склонам холмов с ледяными ядрами приводит к постепенному заполнению котловин между ними продуктами обрушения, оползания и плоскостного смыва. Это приводит к замедлению, а затем и к прекращению процесса абляции в области межхолмовых впадин, из-за постепенного увеличения мощности абляционных обломочных осадков и, наоборот, повышает интенсивность поверхностной очаговой абляции при обнажении глет-

черного льда на вершинах и склонах холмов с ледяными ядрами, что приводит к деградации последних.

Таким образом, происходит инверсия рельефа поверхности участка мертвого льда, которая повторяется многократно, до тех пор, пока вся площадь с горизонтально-слоистой структурой не будет перекрыта сплошным абляционным обломочным покровом, мощность которого превысит величину деятельного слоя, соответствующую климатическим условиям местоположения регрессирующей ледниковой системы (Марков, 1935, Татарников, 2018, Ewertowski and Tomczyk, 2015). Это вызывает прекращение процесса локальной поверхностной абляции и перевод участка мертвого льда в погребенное положение. Дальнейшая деградация ископаемой толщи мертвого льда происходит посредством передачи в неё солнечного тепла, аккумулирующегося в водоемах, которые образуются в депрессиях на поверхности абляционного обломочного покрова. При этом активизируется деятельность процессов гляциокарста и термоэрозии, которые постепенно разрушают погребенную под абляционным покровом толщу неподвижного льда. Результаты этих рельефообразующих процессов в виде финальных комплексов форм неконтролируемого холмисто-моренного и водно-ледникового рельефа проектируются на поверхность базального мореносодержащего горизонта деградирующего участка мертвого льда. Некоторые различия в составе финальных комплексов деградации участков мертвого льда с горизонтально-слоистой толщей определяются особенностями его мощности, местоположения и характера уклона ледникового ложа (Gravenor and Kupsch, 1959, Kruger, 1994, Татарников, 2018).

Мертвый лед с блоковой структурой толщи формируется в краевых зонах сёрджирующих ледников, где мощность глетчерных масс была невелика (до нескольких десятков метров), а уклон ледникового ложа, как правило, благоприятствовал движению ледниковых масс. Во время очередного сёрджа в маргинальной зоне ледниковой системы происходило катастрофически быстрое перемещение глетчерных масс активной окраины и зоны мертвых льдов, деградирующих в её предполье, что сопровождалось дроблением толщи льда на блоки и глыбы различной конфигурации, которые скользили вперед по ледниковому ложу. После завершения сёрджа перемещенный участок ледниковой системы представлял собой поле или полосу из сочетания многочисленных неподвижных блоков льда разных размеров и конфигураций в плане, во внутреннем строении толщи которых сохранялась первооснова структуры, которая сформировалась до начала сёрджа. При деградации этого массива мертвого льда происходило образование комплексов форм рельефа на контакте активных маргинальных морфолитосистем глетчерного льда с участками мертвого льда, деградирующими уже в перигляциальных условиях (Татарников, 2018)

Обсуждение и выводы. Вышеприведенные данные позволяют выделить три главных гляциоструктурных типа мертвого льда: 1) горизонтально-слоистый, 2) чешуйчато-надвигово-складчатый, 3) блоковый. Особенности данных структурных типов глетчерной толщи закладываются в активную фазу развития ледниковых систем, зависят от типа движения глетчерных масс и наследуются толщей льда после утраты ею способности к движению. Тип движения

глетчерных масс зависит от их температурных свойств (теплый или холодный лед), характера уклона и рельефа ложа ледниковой системы. Тип движения ранее активных ледниковых масс и прочность горных пород ложа ледника определяют параметры мощности мореносодержащей толщи мертвого льда, концентрацию и пространственную локализацию в ней обломочного материала, извлеченного в процессе бывшего движения льда из коренных пород ложа.

Выделение трех вышеназванных структурных разновидностей толщи мертвого льда предполагает существование трех видов морфолитогенеза, в результате завершения каждого из которых формируются три различные финальные группировки форм рельефа деградации мертвого льда: 1) комплекс форм контролируемого абляционно-структурного рельефа, 2) комплекс форм неконтролируемого абляционно-водноледникового рельефа и 3) комплекс форм маргинального контакта сёрджирующего ледника с различными перигляциальными морфолитосистемами.

Литература

Аболтиньш, О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез – Рига: Зинатне, 1989. – 285 с.

Евтеев, С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды – М.: Наука, 1964. – 149 с.

Лаврушин, Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений – М.: Наука, 1976. – 237 с.

Левков, Э.А. Гляциотектоника – Минск: Наука и Техника, 1980. – 280 с.

Марков, К.К. Сравнение древнеледниковых ландшафтов Северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Памира / Проблемы физической географии.

Вып.2. – М.-Л.: АН СССР, 1935. – С. 53-72.

Никитин, С.Н. Послетретичные отложения Германии в их отношении к соответствующим образованиям России // Изв. Геол. комитета. – 1886 – Т. 5. – Вып. 3-4. – С. 133-185.

Рухина, Е.В. Литология ледниковых отложений – Л.: Недра, 1973. – 173 с.

Татарников, О.М. Морфолитогенез в условиях таяния мертвого льда – Псков: ПсковГУ, 2018. – 284 с.

Троицкий, Л.С. О влиянии структуры ледников на формирование холмисто-грядового рельефа на Шпицбергене // МГИ. Хроника. Обсуждения. – 1970. – №16. – С. 111-114.

Шумский, П.А. Основы структурного ледоведения – М.: АН СССР, 1955. – 492 с.

Andersen, S.A. The waning of the last continental glacier in Danmark as illustrated by varved clay and eskers // Journ. Geol. – 1931. – V. 39. – №7. – P. 609-624.

Baltrunas, V., Šinkunas, P., Karmaza, B., Česnulevičius, A., Šinkune, E. The sedimentology of debris within basal ice, the source of material for the formation of lodgement till an example of the Russel Glacier, West Greenland // Geologia. – 2009. – V. 51. – №1. – P. 12-21.

Boulton, G.S. The development of complex supraglacial moraine at the margin of Sofbreen Ny Frisland Vestsbergen // Journ. Glaciol. – 1967. – V. 6. – №47. – P. 717-736.

Cook, J.H. The disappearance of last glacial sheet from Eastern New-York // N.Y. State Museum Bull. – 1924. – №251.. – P. 158-176.

Cook, S.J., Tonkin, T.N., Midgley, N.G., Wisokowski, A. Analysis of “hummocky moraine” using Structure-from-Motion photogrammetry // North West Geography. – 2015. – V. 15. – P. 9-18.

Flint, R.F. The stagnation and dissipation of the last ice sheet // Geogr. Review. – 1929. – №3. – P. 256-289.

Fitzsimons, S.J. Ice-marginal depositional processes in a polar maritime environment, Vestfold Hills, Antarctica // Journ. Glaciol. – 1990. – V. 36. – №124. – P. 279-286.

Fuller, M.L. Ice retreat in Glacial Lake Neponsat at southeastern Massachusetts // Journ. Geol. – 1904. – №12. – P. 181-197.

Ewertowski, M.W., Tomczyk, A.M. Quantification of ice-cored moraines, short-term dynamics in high-Arctic glaciers Ebbabreen and Ragnarbreen, Petuniabukta, Svalbard // Geomorphology. – 2015. – 234. – P. 211-227.

Gravenor, C.P., Kupsh, W.O. Ice disintegration features in western Canada // Journ. Geol. – 1959. – 67. – P. 475-481.

Gulliver, F.P. Thames River terraces in Connecticut // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1899. – 10. – P. 492-495.

Hagen, J.O. and Stærang, A. Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low-frequency radar // Polar Reseach. – 1991. – 26. – P. 15-57.

Hambrey, M.J., Huddert, D. Englacial and proglacial processes at the snout of the thermally complex glacier in Svalbard // Journ. Quatern. Sci. – 1995. – V. 10. – P. 313-326.

Krüger, J. Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjörull, Iceland // Folia Geographica Danica 21, 1994. – P. 1-233.

Reid, H.F. Glacier Bay and its glaciers – U.S. Geol. Surv. 16-th Ann. Rpt. 1984-1895. Pt.1. – P. 415-461.

Slater, G. Studies in the drift deposits on south-western part of Suffolk // Proc. Geologist

Assoc. – 1927. – V. 38. №2.

Steenstrup, K.S.V. Bidgad Til Rjenssobtil brae ogbrae i Nord Gruland and de grognostike og grogrofiske Forhold in en Del of Nord Gruland – Medd. Gruland, 1883. – P. 370-381.

Swinzow, G.K. Investigation of shearzont in ice sheet margin, Tule area, Greenland // Journ. Glaciol. – 1962. – V. 4. – №32. – P. 215-229.

Tarr, R.S., Martin, L. Glaciers and Glaciation of Yakutat Bay, Alaska // Bull. Amer. Geogr. Soc. – 1906. – V. 5. – XXXVIII. – P. 81-110.

Todtmann, E.M. Glaciogeologische Studien am Sudrand des Vatna-Jökull (Sommer, 1931) // Forsch und Forsch rite. – 1932. – V. 8. – №26

Ward, W.H. The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950. The physics of deglaciation in Central Baffin Island // Journ. Glaciol. – 1952. – V. 2. – №11. – P. 9-23.

Weertmann, J. Mechanism for the formation of inner moraine found near erge of cold ice caps and ice sheets // Journ. Glaciol. – 1961. – V. 3. – №30. – P. 965-968.

ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В РАЙОНАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ФЛЮВИАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ ЮГА СИБИРИ

Баженова О.И.¹, Тюменцева Е.М.², Макаров С.А.¹

¹Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, bazhenova@irigs.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, tumencev@irk.ru

Аннотация. Проведен анализ экстремалий флювиальных процессов в бассейнах Енисея, Ангары, Селенги и Верхнего Амура. Рассмотрены условия и факторы формирования экстремальных флювиальных событий, частота повторения на юге Сибири. Установлена их связь с положительными экстремалиями атмосферного увлажнения. Показано, что во время экстремального события резко (на порядок величин) повышается скорость процессов и объемы перемещаемого вещества, увеличиваются площади поражения. Критериями экстремального флювиального события могут выступать скачкообразный прирост оврагов и возникновение новых оврагов, резкое повышение потерь почв от эрозии на сельскохозяйственных землях, достигающих 100-200 м³/га, гибель посевов, сход селевых потоков, разрушение дорог, плотин, мостов и других строений. Годы экстремальных проявлений флювиальных процессов выделялись по многолетним данным о стоке взвешенных наносов по 23 речным бассейнам. Выполнена оценка вклада катастрофических проявлений эрозионно-русловых процессов в перераспределение наносов в бассейнах рек. Особое внимание уделено влиянию эрозии почв и оврагообразованию на водосборах, динамике селевых потоков и наводнений на экологическое состояние бассейновых систем.

Ключевые слова: флювиальные процессы, экстремалии, эрозия почв, оврагообразование, паводки, наводнения, селевые потоки, Южная Сибирь

Южная Сибирь отличается большим разнообразием и сложным режимом функционирования флювиальных процессов в речных бассейнах. Этому способствуют внутриконтинентальное положение бассейнов, сочетание горного и равнинного рельефа, чередование тектонически стабильных

участков с Байкальской рифтовой зоной, нахождение в зоне активного влияния Азиатского антициклона, расположение у южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии и высокая степень антропогенной освоенности. Восточная часть бас-

сейнов периодически испытывает сильное влияние муссонной циркуляции. Бассейны отличаются неравномерным ходом процессов во времени, периодически они носят экстремальный характер. В последние годы в России и в мире увеличилось количество чрезвычайных ситуаций природного характера. Один из факторов, инициирующих рост частоты и масштабов чрезвычайных ситуаций, значимость которого постоянно возрастает, — глобальное изменение климата. Современное глобальное потепление климата вызывает рост частоты экстремальных метеорологических и климатических явлений и, соответственно, их экологических последствий. Повышение атмосферного увлажнения и уровня подземных вод в свою очередь также влечет за собой цепочку негативных экологических изменений — увеличение риска опасных паводков и наводнений, заболачивание, абразию берегов, активизацию эрозионных процессов, оползней и селей. В отдельные экстремальные по метеорологическим условиям годы такие процессы в рассматриваемых бассейнах приобретают катастрофический, разрушительный характер. Это выражается также в ускоренной эрозии почв, гибели сельскохозяйственных культур, загрязнении поверхностных вод продуктами смыва, разрушении инженерных сооружений, других негативных экологических последствиях, ухудшающих условия жизни и ведения хозяйства.

Годы экстремальных проявлений флювиальных процессов выделялись по многолетним данным о стоке взвешенных наносов по 23 речным бассейнам. Критерием экстремальности процессов приняты значения модуля стока взвешенных наносов с обеспеченностью, не превышающей 15%.

При рассмотрении хронологии экстремальных событий стока взвешенных наносов установлена их связь с экстремалиями речного стока. На основе изучения интегральных разностных кривых стока воды и взвешенных наносов в исследуемых бассейнах за последние 50 лет XX столетия выявлена приуроченность экстремалий взвешенных наносов к вековым циклам повышенной водности, позволившая с учетом опубликованных данных ретроспективно продлить анализируемый ряд до начала XXI в.

В бассейнах Ангары и Енисея фазы повышенной водности, а следовательно, и активизации эрозионных процессов отмечались в 1906-1921, 1930-1952, 1959-1975 и 1983-1995, 2018-2019 гг. Наводнения в рассматриваемых бассейнах наблюдаются не только в годы с экстремальной, но и со средней водностью (1944, 1959, 1962, 1980, 1984 г.).

В бассейне Селенги повышенная водность рек и интенсивная бассейновая эрозия наблюдались в 1959-1973 и 1984-1995, 2016-2019 гг.

В бассейне верхней части Амура многогодные фазы внутривековых циклов колебаний стока рек наблюдались в 1906-1910, 1932-1937, 1959-1964 и 1983-1991 гг. С учетом последних лет продолжительность ветви повышенной водности XX столетия может быть продлена до 1999 г. В XXI веке высокая активность флювиальных процессов отмечалась в 2004 и 2018-2019 гг.

Синфазность стока воды в соседних бассейнах рек юга Сибири предопределяет формирование регионально значимых экстремалий стока взвешенных наносов. Для Забайкалья регионально значимая активизация эрозионных процессов, охватившая бассейны Баргузина, Уды, Чикоя, Хилка,

Онона, Ингоды и Шилки, зафиксирована в 1962 г. Она была вызвана положительными аномалиями атмосферных осадков (станции Борзя, Улан-Удэ и др.), и почти на всех реках совпала с высокими паводками. Региональное значение для Забайкалья имеют также экстремали стока взвешенных наносов, приуроченные к последней фазе повышенной водности XX в. и наблюдавшиеся в 1985 (Уда, Онон), 1988, 1990 и 1998 гг. (Хилок, Чикой, Борзя, Шилка, Онон).

Согласно историческим данным в Забайкалье периоды высокого увлажнения, благоприятные для развития водной эрозии, отмечались в конце XVII — начале XVIII в., в 1781-1790, 1805-1830 и 1865-1870 гг.

Палеоанализ разрезов, заложенных в разных динамических зонах миграции вещества малых литосборных бассейнов Даурии, показал участие в голоценовом рельефообразовании широкого спектра процессов, которые объединены в циклы различного иерархического уровня. Установлено, что каждый цикл начинается с экстремальной фазы интенсивного флювиального сноса и выноса вещества из системы. Флювиальные горизонты слагают нижнюю часть голоценового макроцикла, продолжительность которого около 10 тыс. лет. Экстремальные флювиальные события неоднократно происходили между 7090 ± 120 (ЛУ-8065) и 8480 ± 130 (ЛУ-8068) кал. л.н. Катастрофический флювиальный снос отмечался также в переходное от атлантического к суббореальному периоду время. Так, в пади Крементуй период активного флювиального сноса, определенный расчетным путем, закончился 5277 кал. л. н., в долине Онона фаза высокой интенсивности флювиальных процессов — 5020 ± 190 кал. л. н. (ЛУ-8085). Наконец, подошва 130-летних циклов субат-

лантического периода голоцена представлена пролювиальными отложениями.

По данным стационарных исследований в Койбальской степи (бассейн Верхнего Енисея) во время флювиальных экстремальных событий вынос из оврагов составляет десятки тонн. В результате склонового сноса в реки поступает огромное количество мелкозема. При этом в экстремально влажный 1966 г. годовая мутность р. Минусинки составляла 1700 г/м³, р. Бири — 9000 г/м³, а максимальная месячная мутность превышала 22000 г/м³ (Черкасов, Безродных, Карцева, 1973). Реки не в состоянии транспортировать такой объем наносов, начинается их аккумуляция, приводящая к формированию «внутренних дельт». Такие дельты характерны для Чазрыка, Беи, Шуши, Ои, Кебежа, Тайгиша, Шабата и Амыла, образующих у подножия Западного Саяна наклонные болотистые аллювиальные равнины (Воскресенский, 1968). Хотя эта фаза занимает всего 10-15% времени цикла функционирования бассейнов, по своему рельефообразующему эффекту она весьма результативна.

Значительное негативное воздействие на экологическое состояние речных бассейнов юга Сибири связано с проявлением мощных паводков и наводнений. На реках Забайкалья экстремально высокие паводки наблюдались в 1983, 1988, 1990, 1991 и 2018 гг. При этом июльское наводнение 2018 г стало одним из трёх самых разрушительных в истории Читы. Самое сильное наводнение отмечалось в 1897 г. Летом 2019 года в результате усиленной циклонической деятельности на ряде рек, расположенных в левобережной части бассейна р. Ангары, прошли катастрофические паводки, повлекшие за собой человеческие жертвы и причинившие значительный ущерб народному хо-

зайству (Шаликовский и др., 2020). В наибольшей степени от наводнений пострадали города Тулун и Нижнеудинск, расположенные в депрессиях Предсаянского предгорного прогиба. Источниками затопления являлись, соответственно, реки Ия и Уда, берущие начало на северных склонах Восточного Саяна.

Многие речные бассейны юга Восточной Сибири характеризуются повышенной селеопасностью. В XX столетии мощные водные потоки формировались при выпадении ливневых осадков на локальных территориях в бассейне Ангары в 1958, 1960 и 1962 гг., Селенги — 1988 г., Верхнего Амура — 1988, 1997 и 1998 гг. В Селенгинском среднегорье селевые паводки возникают при кратковременных интенсивных ливнях в июле-августе. Грязевые и грязекаменные паводки характерны для многих малых рек. На Куйтунке у с. Тарбагатай они наблюдались в 1914, 1950 и 1960 гг. Значительные селевые паводки, принесшие значительный материальный ущерб, прошли 13 августа 1965 г. на р. Боргой и 11 июня 1968 г. на р. Грязнухе у г. Кяхты.

Наибольшие разрушения инженерных сооружений происходили в XX в. в Южном Прибайкалье, на побережье Байкала, вдоль хр. Хамар-Дабан. Здесь наблюдаются грязекаменные и водно-каменные сели. Значительные паводки отмечались в 1915, 1927, 1932, 1934, 1938, 1959, 1960, 1962 и 1965 гг. По охваченной селями площади и четкой сохранности их следов, свидетельствующих о значительной мощности потоков, выделяются 1871 и 1971 гг. На склонах по долинам рек и ручьев между городами Байкальск и Слюдянка в 1971 г. сформировалось около 150 сплывов объемом в среднем от 3000 до 10000 м³. Суммарный объем составил не менее 1 млн. м³ рыхлой породы

(по материалам дешифрирования аэрофотоснимков 1972 г.). На многих реках зафиксирован врез русел в днищах долин на глубину до 1 м. После катастрофических селей 1971 г. селевая активность резко снизилась.

С 2014 г. вновь произошло повышение селевой деятельности. Объем вынесенных отложений из каров южного склона хр. Тункинские Гольцы составил около 2 млн. м³. На равнине произошло формирование обширного конуса выноса. В нижних частях конуса выноса р. Кынгарги, при резком снижении скорости течения в условиях искусственно измененного направления русла произошло осаждение взвешенных наносов мощностью до 2 м (рис. 13). Через год, 14 июля 2015 г., в п. Аршан на р. Кынгарге опять сформировался водокаменный сель. Последняя предселевая ситуация на реках в районе г. Байкальска произошла 28 июля 2019 г., когда подошедший циклон вызвал на северном склоне хр. Хамар-Дабан мощные паводки. На р. Солзан произошло разрушение технологического железобетонного моста.

В ближайшее время следует ожидать резкую активизацию экзогенных геологических процессов, связанных с активной циклонической деятельностью на территории юга Сибири.

Таким образом, во время экстремального флювиального события происходит залповый вынос большого объема рыхлого материала. При этом скорость эрозионных процессов может повышаться на порядок величин, вызывать эрозию почв и деградацию сельскохозяйственных земель, резко увеличиваются размеры эрозионных форм рельефа и возникают новые врезы, повреждаются посевы, разрушаются дороги и строения. Результаты анализа дают возможность оценить степень геоморфо-

логической безопасности рассматриваемой территории и наметить пути оптимизации природопользования, позволяющие снизить уровень интенсивности процессов и уменьшить риск формирования катастрофических геоморфологических ситуаций в регионе.

Литература

Баженова, О.И., Тюменцева, Е.М. Структура современной денудации в степях Минусинской котловины // География и природные ресурсы. – 2010. – №4. – С. 86-94.

Бережных, Т.В., Абасов, Н.В. Формирование экстремальной водности на Ангарском каскаде ГЭС в условиях изменения климата и ее долгосрочное прогнозирование / Анализ и стохастическое моделирование экстремального стока на реках Евразии

в условиях изменения климата. – Иркутск, 2004. – С. 145-153.

Воскресенский, С.С. Геоморфология СССР – М.: Высшая школа, 1968. – 368 с.

Обязов, В.А. Многолетние колебания стока рек Юго-Восточного Забайкалья // Изв. РГО. – 1998. – Т. 130. – Вып. 3. – С. 72-78.

Черкасов, А.Е., Безродных, З.И., Карцева, Л.И. Сток наносов рек Ангаро-Енисейского бассейна / География юга Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во Ирк. ун-та, 1973. – С. 82-109.

Шаликовский, А.В., Лепихин, А.П., Тиунов, А.А., Курганович, К.А., Морозов, М.Г. Наводнения в Иркутской области 2019 года // Водное хозяйство России. – 2019. – №6. – С. 48-65.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В ГОРОДАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АНГОЛЫ

Беляев Ю.Р., Гуринов А.Л.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
yrbel@mail.ru*

Аннотация. В работе приводятся результаты основанного на дешифрировании разновременных спутниковых изображений высокого и сверхвысокого разрешения исследования скоростей роста оврагов на урбанизированных территориях северо-восточной Анголы. Установлено наличие более полутора сотен оврагов в пределах четырех крупнейших городов провинций Лунда Суль и Лунда Норте. Большая часть оврагов сформировалась после 1995-98 годов в связи с направленным увеличением площади урбанизированных территорий и численности населения на завершающей стадии и после окончания гражданской войны. Густота овражной сети урбанизированных территорий превышает таковую для естественных условий на 2-3 порядка. Максимальные зафиксированные скорости роста отдельных оврагов составили до 1100 м/год, а среднемноголетние скорости роста оврагов в отдельных случаях достигают 350 м/год.

Ключевые слова: овражная эрозия, городские овраги, антропогенно-активизированные процессы, Ангола

Овражная эрозия на урбанизированных территориях традиционно рассматривает-

ся как опасный природный процесс, представляющий угрозу для нормального функ-

ционирования городского хозяйства, а при определенных условиях — и для жизни и здоровья людей. Активно растущие овраги способны разрушать инженерные коммуникации, объекты транспортной инфраструктуры, нарушать целостность фундаментов зданий и сооружений. Концентрация стока с городских территорий оврагами может приводить к формированию повышенных концентраций разнообразных загрязнителей (или формированию навалов отходов) в зоне аккумуляции — на конусах выноса. Формирование густой овражной сети может превращать территории в неудобья. Все это обуславливает значительный интерес исследователей к проблемам овражной эрозии вообще и оврагов урбанизированных территорий — в частности (География овражной эрозии, 2006; Ковалев, 2011). Однако изученность особенностей поведения городских оврагов в разных ландшафтно-климатических условиях весьма неоднородна. Относительно детально рассмотрен этот вопрос для Европейской части территории бывшего СССР, основных европейских стран, США. Имеются работы по территории КНР. В то же время по многим крупным регионам Земного шара информации о развитии овражной эрозии в городах в научной литературе практически нет. Одним из таких регионов является значительная часть Тропической Африки.

Рассматриваемый в работе регион — северо-восточная часть Анголы в границах провинций Лунда Суль и Лунда Норте. В геоморфологическом отношении она отвечает центральной части обширной зоны плато, обрамляющих с юга бассейн Конго. Абсолютные высоты фоновой поверхности плато постепенно убывают с юга на север от примерно 1500 м н.у.м. до 400-500 м.

На поверхности плато выделяется несколько высотных уровней, разделенных морфологически отчетливо выраженными эскарпами. По существующим представлениям, эти уровни представляют собой региональные поверхности выравнивания различного возраста. Территория дренируется многочисленными крупными реками — левыми притоками Касаи и Конго (Шикапа, Луэмбе, Шиумбе, Луашимо и др.). Водосборные бассейны рек как правило очень узкие и сильно вытянутые. На участках, где долины прорезают эскарпы, глубина их достигает 150-250 м.

Территория расположена в пределах субэкваториальной климатической зоны с отчетливо выраженными сухим и дождливым сезонами. Среднегодовые и среднемесячные суммы осадков направленно увеличиваются с юга на север. Так, в столице провинции Лунда Суль г. Сауримо годовая сумма осадков составляет 1291 мм, из которых за период с октября по апрель выпадает 1210 мм с максимумами в марте (221 мм) и ноябре (206 мм). В расположенном в северной части территории г. Лукапа годовая сумма осадков составляет уже 1508 мм, за период с октября по апрель выпадает 1361 мм осадков с максимумами в ноябре (240 мм) и марте (229 мм) (<http://www.weatherbase.com/>). Осадки преимущественно выпадают в виде дождей высокой интенсивности. В ландшафтном отношении территория представляет собой саванны и редколесья, которые на днищах долин и в северной части территории сменяются лесами.

В естественных, не измененных человеком условиях овражная эрозия не пользуется на данной территории значимым распространением в настоящее время. Ак-

тивные современные природные овраги распространены крайне слабо. Они приурочены практически исключительно к эскарпам, отделяющим различные уровни региональных поверхностей выравнивания друг от друга. Наиболее часто скопления хорошо выраженных овражных форм обнаруживаются в пределах так называемых донгов - крутосклонных циркообразных углублений в верховьях небольших долин, врезанных непосредственно в эскарп. Донги представляют собой аналог вершинных перепадов малых эрозионных форм рельефа и фиксируют дальность проникновения современной волны глубинной эрозии вверх по гидросети.

Однако совершенно аномальная картина обнаруживается при анализе геоморфологического устройства урбанизированных территорий, которые здесь относительно немногочисленны. Дешифрирование спутниковых снимков сверхвысокого разрешения, полученных из открытых источников с помощью программного пакета SasPlanet, позволило достоверно установить наличие в четырех крупнейших населенных пунктах рассматриваемой территории (города Сауримо, Дундо, Лукапа и Калонда) в общей сложности более полутора сотен оврагов, находящихся на разных стадиях активного развития. Как правило, это достаточно крупные образования. Современная (на начало 2020 года) длина их варьирует от нескольких сотен метров до 2-2,5 км, а глубина в отдельных случаях достигает 10-15 м и более. Плотность распространения овражных форм на урбанизированных территориях превышает таковую для естественных условий на несколько порядков величин. Например, в г. Сауримо она составляет около 1 оврага на 2 кв. км или, исходя из

длины зафиксированных форм — 0,27 км/кв.км. Осредненная в целом по всей территории (даже с учетом всех городских оврагов) плотность распространения оврагов составила в среднем 1 овраг на 100 кв.км. Без учета городских оврагов эта величина снижается еще в несколько раз.

Для установления возраста овражных форм в вышеперечисленных городах были проанализированы разновременные спутниковые изображения (за период с 1984 по 2000 г. — снимки Landsat 5, Landsat 7, за период после 2001 г. — снимки сверхвысокого разрешения, представленные на портале Google Earth). Снимки сверхвысокого разрешения позволяют проводить полноценное дешифрирование плановых очертаний овражных систем — устанавливать их длину и, соответственно, скорости роста. Снимки Landsat в силу недостаточного разрешения (30 м в обычных и 15 м в панхроматическом каналах) делать этого не позволяют. Однако из разрешения достаточно для того, чтобы достоверно зафиксировать появление свежих зон пролювиальной аккумуляции площадью не менее 200-300 кв. м, которые исключительно резко выделяются светлым фототонном на фоне обычной поверхности с ненарушенной растительностью.

В результате дешифрирования было выявлено, что абсолютно большая часть форм появилась в период после 1995-1998 годов. Именно в этот период времени зафиксировано начало формирования мощного аккумулятивного пролювиального тела в долине реки Луангандо у г. Лукапа. Аналогичная ситуация отмечается и в районе городов Калонда и Сауримо.

Детальный анализ развития овражных форм города Сауримо на период после 2001 года позволил установить, что в этот

период продолжалось активное оврагообразование. Помимо продолжающегося роста уже существующих оврагов, отмечено еще несколько эпизодов, когда происходило образование новых овражных форм или их отвершков: в 2002, 2003, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012, 2014, 2015, 2016 и 2018 годах. Овражные системы имеют различное устройство. Встречаются как одиночные овраги, так и системы с большим количеством активных отвершков (до 3-5 шт.).

Проведенные в среде QGIS измерения показали, что максимальные скорости годового прироста зафиксированных овражных систем в отдельных случаях превышают 1 км/год, а по отдельным оврагам (отвершкам) — превышают более 900 м/год. Длительность периода активного роста оврагов варьирует от 1-2 лет до 16 лет. Среднегодовые скорости роста оврагов за период активного роста достигают в отдельных случаях почти 350 м/год, но чаще составляют $n \cdot 10$ м/год.

Отмечено несколько эпизодов увеличения скорости роста оврагов. Такие периоды повышенной активности наблюдались в 2003, 2008-2010, 2012-2013, 2014-2016 и 2018 годах. Показательно, что во многих случаях активизация наблюдалась не во всех оврагах, а затрагивала только несколько овражных систем, расположенных в определенном секторе городской территории. Дешифрирование разновременных космоснимков высокого и сверхвысокого разрешения показало, что активизация роста оврагов достаточно однозначно связана с изменением площади городской застройки. Выдвижение границы города в каком-либо направлении как правило уже через год-два приводило к образованию новых оврагов или даже сложных овражных систем с мно-

гочисленными отвершками. Почти во всех случаях овраги изначально закладывались на тропях и дорогах, ведущих от территории селитебной застройки к ближайшим водотокам и водоемам, хотя в отдельных случаях первичные размывы отмечались и прямо в городской черте — на улицах. В дальнейшем рост происходил преимущественно по городским улицам, которые выступали в роли концентраторов стока. В отдельных случаях растущие со скоростями в многие сотни метров в год овраги полностью разрушали улицы и изолировали целые городские микрорайоны, фактически блокируя возможность доставки туда продуктов и воды механизированными средствами.

Такие особенности развития овражной эрозии обусловлены совершенно особыми социально-экономическими и историческими причинами. На протяжении практически всей второй половины XX в. Ангола находилась в состоянии гражданской войны. Официально она завершилась лишь в 2002 году. Однако богатые алмазами северо-восточные районы страны, где боевые действия не носили столь активный характер как на юге и западе, еще с середины 90-х годов начали испытывать приток мигрантов, которые преимущественно вовлекались в старательскую добычу россыпных алмазов и пополняли ряды т.н. «гарримпейрос» — кустарных старателей, или же устраивались на работу на крупные промышленные объекты той же отрасли (<http://www.alrosa.ru/>). В результате, начиная с середины 90-х годов прошлого века отмечается бурный рост и расширение площади основных крупных населенных пунктов — центров алмазодобычи. К этой категории как раз и относятся вышеперечисленные Сауримо, Калонда, Лукапа и Дундо. При этом до сих пор населен-

ные пункты расширяются главным образом за счет малоэтажной застройки (за исключением небольших участков в гг. Дундо и Сауримо), уличная сеть в новых городских районах не имеет твердого покрытия, отсутствует полноценная система ливневой канализации. На фоне в целом благоприятного для оврагообразования климата (ежегодное выпадение дождевых осадков высокой интенсивности) это и приводит к катастрофическому росту оврагов.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность

природопользования».

Литература

География овражной эрозии – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 324 с.

Ковалев, С.Н. Овражно-балочные системы в городах – М.: Компания ПринтКов, 2011. – 138 с.

<http://www.alrosa.ru/> (дата обращения 15.06.2020).

В начале была «Катока», Корпоративное издание «АЛРОСА». №2. 2016. с. 48-51 [электронное издание]. URL: <http://www.weatherbase.com/> (дата обращения: 28.05.2020).

ПРОБЛЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ В СВЯЗИ С РЕЗКОЙ ИНТЕНСИФИКАЦИЕЙ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гусаков И.Н.¹, Измайлов Я.А.²

¹ООО «Поиск», Сочи, Россия, geotaman@mail.ru

²Сочинское отделение РГО, Сочи, Россия, izmailov.yakub@mail.ru

Аннотация. Территория Таманского полуострова отличается нарастающими темпами хозяйственного освоения. За последние годы построены крупнейшие порты, Керченский мост и другие объекты. Техногенная нагрузка на геолого-геоморфологическую среду переживает бурный рост. Уровень изученности грязевого вулканизма совершенно не отвечает темпам хозяйственного освоения. На полуострове известно более 68 очагов вулканизма. Авторами они исследовались в течение нескольких десятилетий, в основном, в ходе инженерно-геологических съемок и мониторинга. Установлена многолетняя ритмичность проявления процесса. В последние годы обнаружено несколько новых, ранее неизвестных участков грязевулканической деятельности. Имеются факты застройки таких участков, проведения через них дорог, трубопроводов и т.д. Проектные и строительные организации часто не имеют информации о границах вулканов и их активности, или игнорируют такие сведения. Поставлены задачи дальнейшего их исследования.

Ключевые слова: Таманский полуостров, грязевый вулканизм, цикличность, хозяйственная деятельность

Еще два-три десятилетия назад Таманский полуостров представлял собой преимущественно аграрный район, мало за-

тронутый другими видами техногенной деятельности. Обстановка стала быстро меняться, главным образом, из-за геопо-

литических трансформаций девяностых и двухтысячных годов, когда сузилось пространство выхода страны к побережьям Азовского и Черного морей. Возникла необходимость вовлечения в хозяйственный оборот новых приморских территорий, в частности Таманского полуострова. В результате за последние десятилетия, например, численность населения полуострова увеличилась вдвое. Построено несколько крупнейших портовых комплексов, окончено сооружение уникального Керченского моста. Эти и другие значительные объекты вызвали необходимость ускоренного развития и реконструкции коммунально-промышленного и транспортного народнохозяйственных комплексов, включая сеть различных предприятий инфраструктуры, а также железнодорожных, автодорожных, электроэнергетических, трубопроводных путей. Продолжает активно развиваться аграрный комплекс, и, особенно, индустрия отдыха и туризма. Так, только в Темрюкском районе в 2019 году зафиксировано более 1,6 миллиона отдыхающих. Таким образом, совершенно очевидно, что техногенная нагрузка на геолого-геоморфологическую среду в пределах полуострова переживает период бурного роста. Известно, что подобный рост нагрузки во многих случаях приводит к негативной реакции среды, т.к. техногенные процессы не успевают адаптироваться к природной обстановке. Уже при строительстве портовых сооружений неоднократно возникали проблемы, связанные с блокированием вдольбереговых наносов и последующей активизацией абразионных процессов. Много проблем связано с техногенно обусловленным повышением уровня грунтовых вод и т.д. В данном сообщении нам хотелось бы обратить внимание на свя-

занные с интенсификацией хозяйственной деятельности вопросы исследования процессов грязевого вулканизма.

Общеизвестно, что Таманский полуостров является уникальным районом распространения грязевых вулканов (Губкин, 1950, Шнюков и др., 2005, Холодов, 2002 и др.) Авторы в разной степени занимались исследованиями особенностей грязевого вулканизма в течение нескольких десятилетий, особенно в ходе инженерно-геологических съёмок масштаба 1:25 000 и 1:50 000, а также специальных мониторинговых работ. Однако эти бюджетные исследования стались в прошлом. Можно сказать, что в последние годы приходится все больше заниматься отмеченными проблемами в инициативном порядке, без всякого финансирования. Приходится также констатировать, что уровень изученности известного своими опасными проявлениями и большим ущербом процесса почти не изменился с советских времен. Он совершенно не отвечает темпам хозяйственного освоения. На полуострове выявлено более 68 участков грязевого вулканизма разной размерности, внутренней структуры, геоморфологической выраженности и активности. Вулканы функционирующие или имеющие явные следы недавних извержений относят к категории активных, однако известны случаи внезапной активизации считавшихся ранее потухшими образований. Заслуживают внимания увлекательные попытки установления локальной или региональной цикличности активизаций вулканов, а также корреляционных связей с сейсмическими явлениями, напряжением геодинамического поля, уровнями подземных вод и т.д. Так, при анализе данных по всей Керченско-Таманской области с 1793 г

И.Н. Гусаковым выделены три длительных периода грязевулканической активности, приходящиеся на 1793-1884, 1902-1967 и 1974-2014 гг. Отмечены также циклы активности второго порядка, длительность максимумов которых от 6 до 14 лет, а минимумов — от 4 до 16 лет. (Гусаков, 2015 и др.). Недостаточный объем и качество рядов наблюдений не позволяют пока придать этим исследованиям полностью заверченный характер. К вулканам Таманского полуострова, на которых неоднократно наблюдались извержения катастрофического типа, относятся: Карабетовский (не менее 13-14 извержений, известных с 1818 года), Западно-Цимбальский (1977, 2002), морские Голубицкий (до 10 извержений с 1799 года) и Темрюкский (неоднократные извержения, последнее в 2007 году), Миска (1812, 1844, 1905, 1988). Вероятно, этот список следует расширить вулканами Азовское Пекло (1874), Гнилая гора (1810), Горелая гора (1794), Синяя балка, Борисоглебский, Сопка и некоторыми другими, сведения по активизации которых не столь многочисленны. На ряде из этих вулканов активизация извержений привела к значительному ущербу для территорий населенных пунктов, сельскохозяйственных земель (вулкан Голубицкий, Цимбалы и др.).

Казалось бы, что необходимость оконтуривания, оценки активности и возможного ущерба для всех без исключения очагов вулканизма совершенно необходима и понятна в условиях нарастающих темпов освоения территории. Однако, этого пока не происходит, хотя методические основы для подобных работ созданы. В дополнение к сказанному следует отметить, что в последние годы обнаруживаются новые, совершенно неизвестные до настоящего

времени, очаги вулканизма. Так, И.Н. Гусаковым описано несколько таких проявлений. В 7,5 км от поселка Школьный в лесном массиве обнаружено поле распространения грязевулканических образований в виде округлой поляны диаметром до 100 м, в центре которого находится функционирующий грязевый конус высотой около 2,0 м. В районе пос. Краснооктябрьский обнаружен диапировый конус, сложенный тугопластичными и полутвердыми брекчиями; высота его до 4,0 м, а диаметр до 15,0 м. В трех километрах западнее этого поселка обнаружен новый очаг вулканизма площадью около 100 м² с многочисленными грифонами, из которых происходит выделение газов. В 2011 году в районе мыса Каменный на Азовском побережье в зоне пляжа и прибрежного мелководья появился массив выпирания пород длиной до 280 и шириной до 100 м, высотой не менее 2,5 м с четкими контурами с поверхностями скольжения. Массив имеет явно грязевулканическую природу. На южном склоне Курчанской гряды впервые описаны три небольших очага с явными признаками выделения грязи и сопочных вод. Из перечисленного, еще неполного списка следует, что актуальны не только исследования уже известных проявлений, но и прилегающих территорий с целью выявления и картирования возможных новых очагов.

Уже в настоящее время имеются многие факты непредусмотрительной застройки участков распространения сопочных отложений, прокладки через них дорог, трубопроводов и других коммуникаций. Особую опасность представляют газовые эманации, создающие угрозу с воспламенений или взрывов. Некоторым угрозам удастся противостоять. В качестве экспертного специалиста И.Н. Гусаков принял меры по оста-

новке работ, связанных со строительством двух капитальных объектов на склонах вулкана Миска в черте г. Темрюка. Внесены также изменения в проектные решения по прокладке некоторых трасс оптоволоконной связи, автомобильных дорог и трубопроводов. Однако, большая часть проектных и строительных организаций пока либо не имеют достаточной информационной базы, либо игнорируют сведения, связанные с грязевым вулканизмом.

В качестве актуальных задач дальнейшего исследования могут быть рекомендованы:

а) детальное картирование всех участков распространения грязевых вулканов, сопровождающееся анализом факторов их формирования;

б) углубленное изучение исторической информации по активизации процессов на конкретных объектах, анализ цикличности, прогноз;

в) исследование взаимодействия с хозяйственными объектами, районирование очагов по степени опасности;

г) разработка региональных и локальных рекомендаций по информационному обеспечению существующих и проектируемых народнохозяйственных объектов с целью недопущения или минимизации ущерба.

Литература

Губкин, И.М. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтегазоносностью. Избранные сочинения. Том.1. – М.: АН СССР, 1950. – С. 495-523.

Гусаков, И.Н. Новые очаги проявления грязевулканической деятельности в Керченско-Таманской области // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. VII Щукинские чтения — труды. – М.: Максспресс МГУ, 2015. – С. 76-79.

Гусаков, И.Н. Анализ ритмики грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона за последние 200 лет // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. VII Щукинские чтения — труды. – М.: Максспресс МГУ, 2015. – С. 74-76.

Холодов, В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. – 2002. – №11. – С. 47-58.

Шнюков, Е.Ф., Шереметьев, В.М., Маслаков, Н.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона – Краснодар: ГлавМедиа, 2005. – 176 с.

Шнюков, Е.Ф., Митин, Л.И. Опасное Черное море – Киев: Карбон ЛТД, 2005. – 448 с.

ОПАСНЫЕ И НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРЕ КАЛИНИНГРАДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Деркач А.А., Еременко Е.А., Большов С.И., Писцова М.А., Потапова В.И., Авдонина А.М., Журавлев П.Д., Лобачева Д.М., Смирнов А.В., **Омельченко Ю.Г.**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
derkach1977@yandex.ru

Аннотация. В северной части Калининградского полуострова распространены опасные и неблагоприятные экзогенные процессы, среди которых выделяются склоновые, флювиальные, эоловые и биогенные процессы, а также суффозия, заболачивание и подтопление. Основными факторами, влияющими на развитие данных геоморфологических процессов, являются

климатические условия, современный рельеф, геологическое и гидрогеологическое строение, а также особенности антропогенного воздействия на территорию. Основная цель — выявить на изучаемой территории наиболее опасные и неблагоприятные экзогенные процессы и формы (элементы) рельефа, к которым они приурочены. Результаты, приведенные в работе, получены в ходе геоморфологической съёмки севера Калининградского полуострова в январе-феврале 2020 года участниками экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии.

Ключевые слова: опасные геоморфологические процессы, склоновые процессы, флювиальные процессы, эоловые процессы, суффозия

Введение. Северная часть Калининградского полуострова представлена низменной моренной равниной, осложнённой речными долинами и малыми эрозионными формами. К северу равнинная территория переходит, часто через крутые высокие уступы (клифы), к берегу Балтийского моря, вследствие чего район характеризуется активным протеканием береговых и эоловых процессов. Наличие слабо- и крутонаклонных (преимущественно в долинах) поверхностей, а также значительная обводнённость территории обусловили широкое распространение склоновых, флювиальных и суффозионных процессов. Значительная часть территории подвержена биогенному и антропогенному воздействию. Распространение опасных экзогенных процессов оказывает негативное влияние на развитие сельскохозяйственной и рекреационной деятельности, а также на функционирование городских территорий. В статье даётся характеристика геоморфологических процессов и сопутствующих им форм рельефа, распространённых, главным образом, вне береговой зоны (береговые процессы на данной территории — тема отдельного исследования), а также характер их воздействия на объекты инфраструктуры.

Результаты. В северной части Калининградского полуострова активно развиваются склоновые процессы (близкие к эк-

зогенным). Собственно гравитационные процессы представлены обвалами и осыпями, которые широко распространены в пределах незадернованного и неукрепленного участка берегового уступа. Крупный обвал, произошедший в пос. Отрадное в конце XIX века, привёл к формированию котловинообразного понижения в пределах уступа (Михневич, Лосева, 2019). Процессы осыпания протекают также на подмываемых участках склонов речных долин (рис. 1а). Процессы блокового смещения представлены оползанием и оплыванием. Как и собственно гравитационные процессы, блоковые смещения приводят к погребению и деформации зданий и сооружений, представляют опасность для животных и человека (Михневич, Лосева, 2019). Наиболее подвержены оползанию задернованные участки берегового уступа в районе пос. Отрадное, Филино, г. Светлогорска, где процессом охвачено до половины площади поверхности клифа (рис. 1б). Мониторинг показал, что на побережье Калининградской области активны более трёх десятков оползневых участков, отмечено развитие 13 оплывин (Михневич, Лосева, 2019). Кроме того, в северной части Калининградского полуострова блоковые движения развиты на крутых склонах речных долин и малых эрозионных форм. Из процессов массового смещения в Калинин-

градской области широко развита дефлюкция. Такое смещение материала (скорости движения 0,2-1 см/год (Евсеева, 2017)) характерно для поверхностей, крутизна которых не превышает угол естественного откоса, и приурочено к задернованным и залесённым склонам эрозионных форм и конечно-моренных и камовых образований. Так, процесс протекает в долинах рек Светлогорки и Забавы, а также на склонах Малых гор, гор Прудной, Плоской и др., и опасности не представляет. На рассматриваемой территории делювиальный смыв протекает на вершинных поверхностях ледниковой аккумуляции и пологих склонах ложбин стока талых ледниковых вод, на которых находятся распаханное поля. Такие поверхности отмечены в окрестностях населённых пунктов Пригородный, Доброе, Пионерский, Александровка, Куликово, Коврово, Зори и Романово.

Проявления глубинной и боковой эрозии на изучаемой территории отмечаются в долинах реки Чистой и ручья Гаузупского. Боковая эрозия выражается в подмыве берегов и развитии излучин. Так, русло р. Чистой меандрирует практически на всём своём протяжении, наиболее заметно — в средней и приустьевой частях долины. Результатом глубинной эрозии является наличие нескольких аллювиальных уровней (пойма, I и II надпойменные террасы) в низовьях р. Светлогорки, где также отмечаются свежие донные врезы. Участки флювиальной аккумуляции приурочены к днищам долин постоянных водотоков, наиболее интенсивно этот процесс протекает в долинах наиболее крупных рек — Светлогорки, Забавы, Алейки и др. К опасным процессам, обусловленным эрозионной работой постоянных водотоков, относится

разрушение пород подмываемого борта и связанные с этим обвально-осыпные процессы в долинах рек, подтопление и затопление территорий при высоких уровнях вод.

На изучаемой территории распространены различные малые эрозионные формы (далее МЭФ) — овраги, лога, балки, а также более мелкие ложбины и промоины, приуроченные к бортам речных долин и маркируемые при этом влаголюбивой растительностью или осложняющие береговой уступ (рис. 1в). Встречаются проявления как регрессивной (овраги, приуроченные к правому борту р. Светлогорки), так и донной (свежие врезы обнаружены в МЭФ по бортам долин в низовьях рек Чистой и Забавы) овражной эрозии (рис. 1г). Наибольшая густота оврагов наблюдается на участках прорезания реками конечно-моренных образований, выраженных в рельефе как холмистые массивы, возвышающиеся над фоновой поверхностью ледниковой аккумуляции (например, в районе долины р. Светлогорки в 1,5-2 км к югу от г. Светлогорска и выше по течению, а также долины р. Забавы в районе пос. Романово). Овражная эрозия представляет опасность для зданий и сооружений, сельскохозяйственных угодий, поэтому в пределах хозяйственно освоенных территорий малые эрозионные формы нередко подвергаются засыпке (например, в микрорайоне Светлогорск-3).

В пределах сельскохозяйственных угодий, как отмечалось, активен делювиальный смыв. Развитие этого процесса ведёт к постепенному смыву гумусового горизонта и к образованию на полях борозд, в которых усиливается вынос материала, то есть активизируется эрозия почв, чему способствует

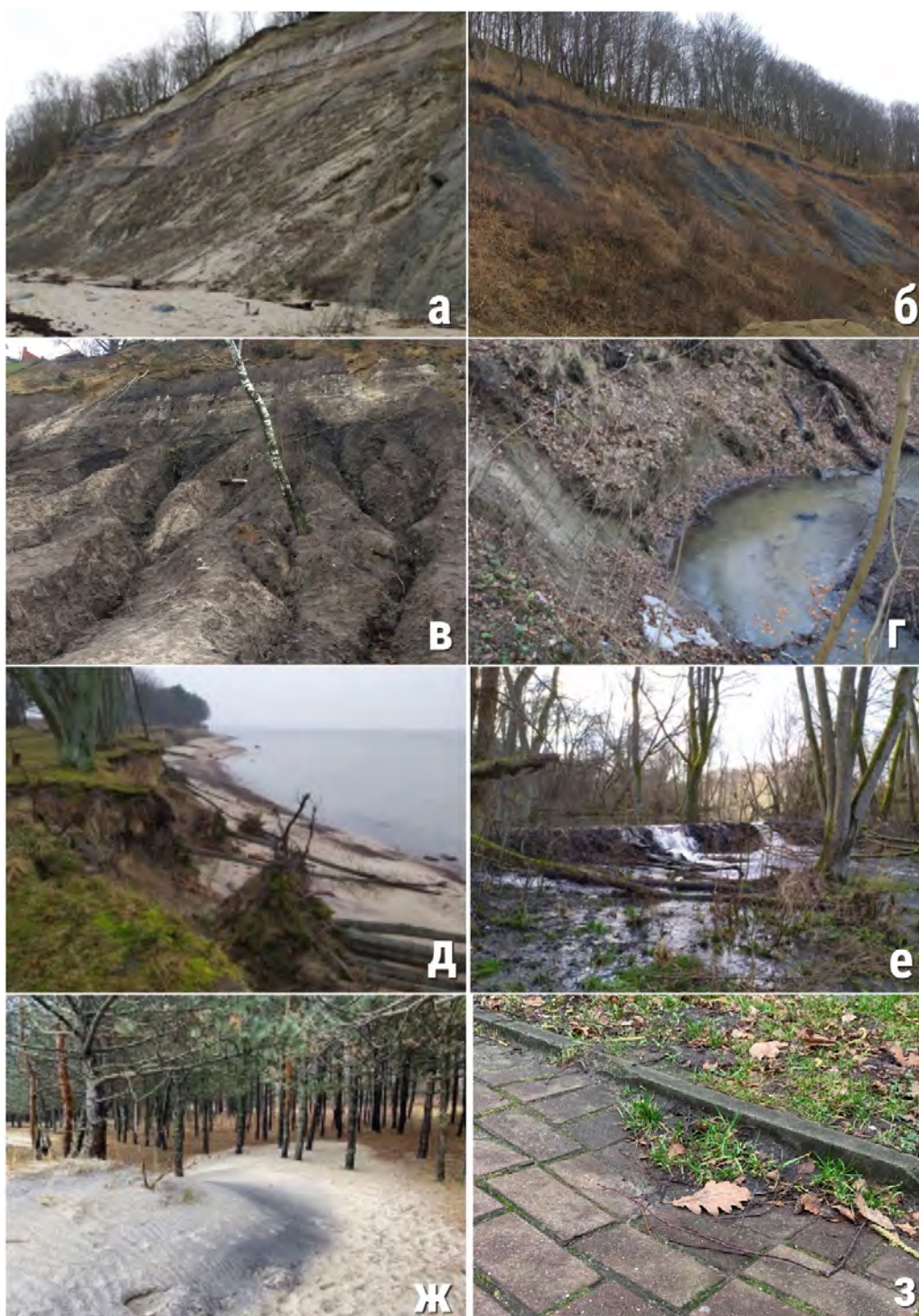


Рисунок 1. Проявления некоторых опасных и неблагоприятных экзогенных процессов на севере Калининградского полуострова: а — Береговой уступ к северу от Отрадного, смоделированный осыпными процессами; б — Оползневой склон в г. Светлогорск; в — Береговой уступ, осложненный МЭФ, в г. Светлогорске; г — Боковая эрозия в долине р. Чистой; д — Искори в береговой зоне к северу от Куликово; е — Бобровая плотина в долине р. Забавы; ж — Перемещение дюны на лес к северу от пос. Малиновка; з — Суффозионная просадка в г. Светлогорске.

также распространённая на территории Калининградской области зяблевая вспашка, в результате которой образуются параллельные понижения, нередко вытянутые вдоль склона (например, около пос. Коврово).

Совокупность природных условий (литологических, геоморфологических, климатических и гидрометеорологических) Калининградского полуострова обеспечивает территорию богатым развитием как фитогенных, так и зоогенных биогенных процессов. Несмотря на широкое распространение кротовин и муравейников, к опасным биогенным процессам относится подпруживание рек в результате образования бобровых плотин. Последние относятся к наиболее крупным формам зоогенных процессов на Калининградском полуострове. Они протягиваются до 20-25 м и приурочены к долинам крупных и небольших рек полуострова — Светлогорки, Чистой, Забавы (рис. 1е). Опасность зоогенных процессов заключается в возможном изменении режима стока, запруживании, а иногда и изменении направления стока рек в связи со строительством протяжённых бобровых плотин. Среди фитогенных процессов интенсивно развивается заболачивание и торфонакопление. Наиболее ярко оно проявляется в низовьях ложбин стока талых ледниковых вод, у истоков рек и в палеолагунах. Процессу способствует высокое увлажнение территории, связанное с близким залеганием водоупорных пород, имеющих ледниковый генезис. На исследуемой территории также распространено подтопление, которое, является, скорее, гидрообусловленным процессом. Фитогенные процессы, связанные с перемещением по склону материала из искорей, способны довольно заметно преобразовывать рельеф

склонов (рис. 1д). Кроме того, сомкнутость и формы произрастания растительного покрова влияют на протекание иных опасных экзогенных процессов и на преобразование поверхности в целом. Развитие подтопления на территориях, подвергающихся антропогенной нагрузке, влечёт за собой ущерб сооружениям и постройкам.

Эоловые процессы на Калининградском полуострове развиты преимущественно в береговой зоне, а именно в тыловой зоне песчаных пляжей. Самым ярким проявлением разрушительной деятельности ветра является образование в теле дюн и авандюн сквозных котловин выдувания. На изучаемой территории береговые дюны развиты не повсеместно, что говорит об активной морской гидродинамике или сильных штормах, которые разрушают их. От устья реки Алейки до восточной части Зеленоградска, на участке протяжённостью 8 км, пески коренного берегового склона перевеваются ветром, и по форме склон похож на авандюну высотой от 4 до 7 м. Наиболее хорошо выраженные дюны расположены к северу от пос. Малиновки (рис. 1ж). Высота дюнного вала составляет около 5 м. Эоловые процессы могут привести к деформации сооружений и погребению их под массами песка, к трансформации линейных сооружений, разрыву линий трубопроводов, к ухудшению свойств почвенного покрова и уничтожению верхнего наиболее плодородного слоя, к разрушению рекреационных сооружений и мест отдыха.

На исследуемой территории суффозионные процессы не получили столь активного распространения. Их развитие ограничено высокой плотностью и малой пористостью грунтов, поэтому распростра-

нение форм рельефа суффозионного происхождения носит в основном очаговый характер. Обилие милитаригенных форм рельефа (воронки от взрывов снарядов различной мощности, окопов и огневых точек) на территории Калининградского полуострова создаёт препятствия для идентификации суффозионных форм в силу их морфологического сходства. Отдельные формы рельефа, в том числе суффозионно-эрозионные цирки шириной до 5 м, суффозионные воронки и просадки распространены не очень широко и в основном приурочены к поверхностям пологоволнистой моренной равнины и ложбин стока талых ледниковых вод. Также суффозия часто осложняет рельеф склонов милитаригенных и беллигеративных форм, то есть взрывных воронок и окопов. Наиболее распространёнными и представляющими опасность проявлениями суффозионных процессов можно считать повсеместно встречаемые на различных антропогенных дорогах или пешеходных дорожках суффозионные просадки (рис. 13). Технология мощения таких дорожек обычно предполагает укладку на привезённый дополнительно песок, который подвергается суффозии сильнее, нежели слагающие ландшафт породы.

Выводы:

1. На значительной площади в северной части Калининградского полуострова наиболее активными процессами являются склоновые процессы, а именно обвалы и осыпи, широко представленные на береговых уступах, а также оползни, оплывины и дефлюкция, которые развиты преимущественно в долинах рек и малых эрозионных формах (вкуче с флювиальными процессами) и на клифах. Флювиальные процессы наиболее активно преобразовывают долин-

ные комплексы и прилегающие к ним склоны. Эоловые процессы протекают, в основном, в береговой зоне и слабо воздействуют на остальную территорию. Локально развиты суффозия и делювиальный смыв. Значительная часть территории характеризуется биогенным рельефообразованием, широко распространённым на междуречных пространствах моренных равнин.

2. Наибольшую опасность представляют склоновые (обвалы, осыпи, оползни, оплывины, дефлюкция и делювиальный смыв), флювиальные (эрозия) и биогенные (подпруживание рек бобрами) процессы, а также заболачивание и подтопление. Интенсивная моделировка рельефа этими процессами влияет на естественное развитие территории, а также хозяйственную деятельность человека.

3. Наиболее сильный вред процессы наносят сельскохозяйственной деятельности (в особенности делювиальный смыв, эрозия и подтопление), рекреационной деятельности (все типы склоновых процессов, эрозионные, а также суффозионные), а также городской инфраструктуре (все типы вышеобозначенных процессов).

Авторы выражают благодарность всему коллективу экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии 2020 г. на Калининградском полуострове, заведующему кафедрой профессору А.В. Бредихину и руководству базы БФУ им. И. Канта. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Евсеева, Н.С. Экологическая геоморфология. Опасные природные процессы [электронное издание] – Томск: Издатель-

ский Дом Томского государственного университета, 2017. – 278 с. URL: <https://www.ggf.tsu.ru/content/faculty/structure/chair/geography/u-metodika/uresurs/kvas/экологическая%20геоморфология+.pdf> (дата обращения 05.05.2020).

Михневич, Г.С., Лосева, В.М. Класси-

фикация геологических и инженерно-геологических факторов экологического риска в прибрежной зоне Калининградской области // Геопространственные исследования общественных и природных систем: теория и практика. / под ред. Н.А. Казакова. – Чебоксары: ИД «Среда», 2019. – 192 с.

ОПОЛЗЕНЬ-ОБВАЛ В ЗОНЕ ЗАСТРОЙКИ КУРОРТНОГО ПОСЕЛКА ЛАЗАРЕВСКОЕ 13 ЯНВАРЯ 2019 ГОДА (ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА)

Измайлов Я.А.¹, Измайлов М.Я.²

¹Сочинское отделение РГО, Сочи, Россия, izmailov.yakub@mail.ru

²ЗАО «Сочиагропромпроект», Сочи, Россия, izmailov.maksim@yandex.ru

Аннотация. В сообщении излагаются результаты наблюдений за скоротечным оползнем-обвалом в зоне плотной многоэтажной жилой застройки поселка Лазаревское г. Сочи. Обследование объекта было выполнено авторами непосредственно после события. При этом установлено, что фронтальный оползень-обвал произошел в плейстоценовых делювиальных отложениях на эрозионно-денудационном склоне непосредственно между многоэтажными жилыми домами, имел размеры 20х60 м. Имеющиеся защитные сооружения были разрушены. Фундаменты зданий, к которым оползень подошел вплотную, не были охвачены деформациями. Установлены основные причины проявления процесса, включающие как природные, так и антропогенные факторы. Разработаны рекомендации по стабилизации склона, которые реализованы в течение 2019-20 годов.

Ключевые слова: оползень-обвал, жилая застройка, склон, Черноморское побережье

Событие, обозначенное в заголовке, несмотря на сравнительно незначительный масштаб, заслуживает быть представленным широкой научной общественности. Причиной этого является, в первую очередь, то, что активизация процесса произошла в городской черте, плотно застроенной многоэтажными жилыми домами; лишь по счастливой случайности обошлось без пострадавших. Во-вторых, эта активизация может рассматриваться как пример беспечности и безответственности, как со стороны административно-хозяйственных органов, так и населения. Наконец, здесь мы имеем

редкий случай, когда весь процесс был запечатлен видеосъемкой.

Характеризуемая территория довольно хорошо изучена и отличается сложностью как геоморфологических, так и инженерно-геологических условий (Дзюба, Любимова, 2014; Васильева, Любимова, 2014). В неструктурном отношении она относится к Лазаревской ступени Ашейско-Шахейской системы блоков подзоны Большого Сочи Южной прибортовой зоны Западного Кавказа (Несмеянов, Измайлов, 1995). Доплейстоценовые отложения представлены здесь, в основном, верхнемеловым флишем — до-

вольно устойчивым к процессам денудации чередованием алевролитов, аргиллитов, известняков и песчаников. Отложения разбиты сложной системой разломных и флексурных зон различной направленности. В геоморфологическом плане участок находится в правобережной устьевой части долины реки Пезуапсе, берущей начало в зоне Главного Кавказского хребта и впадающей в Черное море. Эта устьевая часть долины шириной в несколько километров асимметрична. Левый борт крутой, без признаков террасирования, а правый, более пологий, представляет собой террасированное холмогорье на отметках до ста метров, прорезанное системой крутосклонных балок с плоскими днищами. Балки (местное наименование — щели) имеют субмеридианальную ориентацию, протяженность 1,0-1,5 км, в нижнем течении сливаются с первой надпойменной террасой указанной реки. В их руслах почти на всем протяжении скважины вскрывают делювиально-пролювиальные отложения, мощность которых иногда может превышать 10 м — глины бурые со значительной примесью щебнисто-галечного материала слабой окатанности. На склонах их и водоразделах также распространены преимущественно делювиальные образования мощностью 3-5 м, представленные желто-бурыми и красноватыми глинами со щебнем. Местами приводораздельные буровые профили вскрывают под этим покровом осадки плейстоценовых террас — валунно-галечные образования с глинистым, реже гравийно-песчаным заполнителем.

Проведенные на всей территории застройки курортного поселка детальные (масштаб 1:5 000) инженерно-геологические съемки сопровождались составлением многочисленных карт и разрезов. В со-

став работ также входили специальные структурно-геоморфологические исследования, позволившие выполнить оригинальное районирование территории по соотношению простирания и падения коренных пород флишевой формации с экспозицией и крутизной современных склонов. Такое районирование по заданию административных органов было произведено после установления фактов соответствия большинства оползневых деформаций в зоне поселка тем участкам склонов, где падение флишевых пород и склонов совпадают. Районирование позволило выделить наиболее благоприятные, а также наиболее опасные для освоения участки склонов. К одному из неблагоприятных участков был отнесен и характеризуемый участок, т.к. здесь юго-западное простирание флиша совпало с западной же экспозицией довольно крутого (20-30 градусов) склона.

Описываемая деформация была приурочена к левому борту одной из безымянных балок в среднем ее течении. Днище балки шириной до 80-100 м имело здесь первично абсолютные отметки 40-42 м, а межбалочная водораздельная поверхность находилась на отметках 60-62 м. И та, и другая застроены многоэтажными жилыми домами, в то время, как разделяющий их эрозионно-денудационный склон свободен от застройки из-за крутизны и занят кустарниковой растительностью. В процессе строительства как днище балки, так и водораздельная зона подвергались искусственному планированию, при этом в основании левого борта балки возник техногенный уступ высотой 2-3 м, закрепленный двумя рядами кубометровых бетонных блоков, не скрепленных друг с другом. Общая длина склона составила около 22-25 м. Верхняя, прибор-

вочная часть его была занята многоэтажными жилыми домами улицы Коммунальников, практически прилегающими к бровке. В нижней части, в днище балки, буквально в нескольких метрах от основания склона расположены 5-6 этажные жилые дома переулка Павлова.

Оползень произошел 13 января 2019 года. Он фронтальный, длиной до 20 м в центральной части, шириной до 60 м, блочный. На крыльях длина уменьшается до 8-10 м. Обследование участка было проведено авторами непосредственно после активизации 13 и 14 января. При этом, в верхней части склона была описана стенка отрыва высотой от 1,0 до 3,0 м, захватывающие бетонные отмостки домов №№ 11 и 14 по ул. Коммунальников. Наблюдались также многочисленные трещины на указанных отмостках шириной до 5-7 см, многие из них с вертикальным смещением на несколько сантиметров. Фундаменты зданий не пострадали. Таким образом, было констатировано, что деформации вплотную подошли к зданиям, но сами здания не охватили. В нижней части склона оползень-обвал полностью разрушил упомянутые защитные сооружения из бетонных блоков, нагромождение которых наблюдалось в сорокаметровом прогале между двумя пятиэтажными домами, расположенными торцом к фронту оползня. Сами здания днища балки, так же, как и здания, расположенные в верхней части склона, остались невредимыми. Использование для характеризуемого явления термина «оползень-обвал», объясняется весьма незначительным временем, прошедшем от начала активизации до полной стабилизации — всего пять секунд. Поверхность обвально-оползневого массива представляла собой характерную картину

беспорядочного нагромождения блоков делювиальных щебнистых глин, разделенных системой уступов и трещин. Поверхность скольжения, по-видимому, совпала с границей плейстоценовых и коренных пород. Оползень обнаружил довольно неприглядную картину антропогенного воздействия на прилегающий к жилым домам склон, как отмечалось, первично покрытый кустарниковой растительностью. Практически на всей его поверхности наблюдались остатки незаконно и самовольно построенных полуразрушенных сараев, курятников, дорожек, бетонных лестниц, многочисленных трубопроводов и т.д. По некоторым из труб уже после произошедшего оползня продолжала сбрасываться вода. Таким образом, выяснились следующие основные причины характеризуемого, весьма опасного явления, в результате которого лишь благоприятное сочетание обстоятельств не привело к катастрофическим последствиям:

а) переувлажнение глинистых грунтов в результате обильных атмосферных осадков и утечек хозяйственных и коммунальных вод;

б) некомпенсированные подрезки склона и самовольное строительство на склоне южнее домов № 11 и 13 по ул. Коммунальников;

в) чрезмерная нагрузка на неустойчивый глинистый склон от существующих сооружений и недостаточность подпорных стен, расположенных ниже.

Для прекращения опасности дальнейших оползневых смещений на обследуемом участке рекомендовано построить подпорные стены вдоль всего фронта оползневого тела, в первую очередь южнее (ниже) домов № 13 и 11 и выше разрушенной подпорной стены, с обязательным заглублением фундаментов сооружений в скальные флише-

вые породы. Кроме того, указано на необходимость урегулировать сток дождевых и хозяйственно-бытовых вод на участке, с отводом их в общую ливневую систему. К настоящему времени эти рекомендации реализованы ценой существенных финансовых и материальных затрат. Описанное событие может рассматриваться как пример неблагоприятного и бесконтрольного антропогенного воздействия на склоны, способного привести к разрушительным последствиям.

Литература

Дзюба, Н.А., Любимова, Т.В. Выявление зависимости физико-механических свойств четвертичных грунтов от геоморфологических условий прибрежной зоны г. Сочи / Инженерная геология Северо-Западного Кавказа и Предкавказья: современное состояние и основные за-

дачи. Материалы Первой Региональной научно-практической конференции 29-31 октября 2014 г., г. Геленджик. – Краснодар: Просвещение-Юг, 2014. – С. 122-128.

Васильева, М.Ю., Любимова, Т.В. Опыт типологического инженерно-геологического районирования территории южного склона Северо-Западного Кавказа / Инженерная геология Северо-Западного Кавказа и Предкавказья: современное состояние и основные задачи. Материалы Первой Региональной научно-практической конференции 29-31 октября 2014 г., г. Геленджик. – Краснодар: Просвещение-Юг, 2014. – С. 73-78.

Несмеянов, С.А., Измайлов, Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России – М.: ПНИИИС, 1995. – 239 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРИ РАЦИОНАЛЬНОМ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИИ

Казьмин С.П.

*Западно-Сибирское отделение Института леса имени В.Н. Сукачёва СО РАН — филиал
ФИЦ КНЦ СО РАН, Новосибирск, Россия, e_kazmin@ngs.ru*

Аннотация. Юго-восток Западной Сибири представляет собой территорию, испытывающую разнообразные техногенные воздействия на природную среду, преобразующие естественные ландшафты и порождающие в них отрицательные сдвиги. Здесь подтопление населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий и лесных массивов негативно отражено на жизнедеятельности человека. Реальные оценки состояния и прогноза изменений компонентов окружающей среды региона, в том числе при антропогенном влиянии, могут быть получены лишь на основе строго научных данных и заключений о структурных особенностях и динамике природной среды. Геолого-геоморфологические условия территории являются вещественным фундаментом естественного ландшафта. Рельеф и слагающие его геологические образования представляются первичной предпосылкой к изучению природной среды и являются основой рационального природопользования. Результаты тематических и мониторинговых исследований экологического содержания на юго-востоке Западной Сибири послужили основанием для написания представленной статьи.

Ключевые слова: ландшафт, субаэральные образования, подтопление, грунтовые воды

Рациональное природопользование региона и перспектива его развития в значительной степени обосновываются данными, характеризующими геолого-геоморфологическую основу ландшафтов (ГГОЛ) этой территории в целом и отдельных её частей. Интенсивное хозяйственное освоение юго-востока Западной Сибири в прошлом столетии с нарушениями сложившегося тысячелетиями равновесия в геологической среде вызвали в начале XXI века ряд негативных последствий в характере, направленности и скорости протекающих в грунтовых толщах геологических процессов. Облик современного рельефа правобережья долины Оби и восточной части Новосибирской области осложнен эрозионно-денудационными процессами экзогенного ряда, протекающими параллельно с неотектоническими или на их фоне. К числу таких процессов следует отнести боковую эрозию в долинах рек, широко растущие овраги, плоскостной смыв почв на склонах, суффозионные воронки и просадочные блюдцеобразные понижения в лессовидных породах на междуречьях, карстовые полости (воронки) в карбонатных породах. С подъёмом уровней грунтовых вод и выходом подземных вод на поверхность связано развитие небольших оплывин и оползней на склонах, заболачивание в верховьях рек, подтопление застроенных территорий ряда населённых пунктов (правобережье Оби в г. Новосибирск, г. Бердск, райцентры Мошково, Тогуцин, Искитим и др.). Подтопление грунтовыми водами — проблема для многих населённых пунктов Новосибирской области.

Последствия процессов подтопления наносят огромный материальный и социальный ущерб населению и администрации населённых пунктов. Недооценка опасно-

сти их проявлений приводит к неоправданным затратам, связанным с переносом зданий и объектов или их восстановлением, созданием дорогостоящих защитных сооружений. Высокое стояние уровней грунтовых вод и прогрессивное его повышение на территории населённых пунктов осложняют хозяйственную деятельность коммунальных служб, способствует быстрому износу наземных сооружений и подземных коммуникаций, ухудшает санитарно-эпидемиологическую обстановку и в целом отрицательно влияет на социальные условия проживания населения. В зонах подтопления повсеместно отмечаются деформации жилых домов — образование и рост трещин на потолках, в стенах и фундаментах, огороды и погреба заброшены. В связи с выходом грунтовых вод в бессточных понижениях на поверхность, происходит активизация процесса заболачивания. Экономические расчеты показывают, что переселения людей в более благоприятные условия обитания требуют значительные материально-финансовые затраты.

Большинство подтапливаемых застроенных территорий отнесены к районам распространения покровных лессовидных грунтов, являющихся наиболее чувствительными ко всяким изменениям геологической среды, особенно к увлажнению. Эксплуатация инженерных сооружений и зданий на таких осадках, существование которых обусловлено определёнными палеогеографическими условиями и геологическими факторами, весьма сложна. Толща лёссовых отложений в целом и в особенности верхний, наиболее молодой покров её развит весьма широко в умеренном поясе Северного полушария (Волков, 1971, Kazmin, 2012). Он широко вовлечён в сферу

деятельности человека и является основанием и фундаментом для инженерных сооружений и зданий на территории нашей страны. Нарушение естественного равновесия территории, предрасположенной близко по своим параметрам к критическому положению, без предварительного надлежащего исследования ГГОЛ приводит к негативным последствиям. Очень часто мелкие детали строения рельефа и слагающие их непосредственно под современной почвой геологические образования на одном участке существенно отличаются от прилегающей к нему смежной площади. В результате одна часть, на первый взгляд, вроде бы единой территории, по сравнению с другой оказывается в более неблагоприятной экологической ситуации. В связи с этим, основное значение при проведении геоэкологических работ на подтопляемых участках и прилегающих к ним площадях должно уделяться детальному изучению морфологии рельефа и почвообразующих пород. Следует исследовать особенности состава и генетических свойств отложений, залегающих непосредственно под современной почвой, а также более глубоко залегающих геологических образований (зону аэрации и водонасыщенную толщу). В целом эти осадки обуславливают гидрогеологические условия с необходимой полнотой. Следовательно, первоочередной задачей для выполнения задачи по борьбе с подтоплением является детальное изучение и картирование ГГОЛ.

В начале текущего столетия под руководством автора статьи на подтапливаемых застроенных территориях г. Бердска, райцентра Мошково и с. Лебедевка Искитимского района в правобережье Оби Новосибирской области были проведены геоэкологические исследования (Казьмин,

2019). Бурением скважин глубиной до 15-20 м в разрезах под современными почвами вскрыто залегание субаэральных лессовидных суглинков и супесей. Детальное расчленение разрезов скважин позволило выделить участки по характеру залегания первых от поверхности и подстилающих их слоев. В субаэральной толще отмечены до четырех маломощных (0,5-1,0 м) почвенных горизонтов, разделяющих лессовидные отложения на пачки мощностью до 3-5 м. Некоторые осадки оказались отчасти срезанными склоновой эрозией, в результате чего мощность покрова на различных элементах рельефа различна.

Исследования показали, что под гумусированным горизонтом современных почв залегают субаэральные верхнелепестовые сартанские (ельцовские) осадки. Состав почвообразующих отложений довольно однообразен. Преобладают лессовидные суглинки и супеси, образующие в целом позднеплейстоценовый покров лессовых отложений. В сухом состоянии окраска пород обычно однородная — однообразная светлая желтовато-коричневая. В верхней части разреза ближе к поверхности породы находятся в рыхлом неуплотненном состоянии. Есть вертикальные трещины и макропоры, корнеходы травянистых растений. В средней части они постепенно переходят в уплотненное (деградированное) и в нижней части, если породы не увлажнены, в крепкое камнеподобное состояние. По фильтрационным параметрам лессовидные суглинки и супеси относятся к слабопроницаемым породам с коэффициентом фильтрации в среднем 0,3 м/сут. Мощность сартанских покровных лессовых отложений в большинстве случаев не превышает 3-4 м. Однако изу-

чение этих почвообразующих образований имеет весьма важное практическое значение. Их состав в основном определяет гидрогеологические и инженерно-геологические особенности почвогрунтов зоны аэрации, т.е. грунтов от земной поверхности до уровня грунтовых вод. Во многих вскрытых разрезах, расположенных в верхних частях местных междуречий и на их склонах под вышеописанными отложениями на глубинах ниже 3-4 м, встречается ископаемый гумусированный горизонт или погребённые почвы, имеющие темно-коричневый, темно-бурый, буровато-серый или темно-серый цвет. По гранулометрическому составу они представлены тяжелыми суглинками, иногда с прослоями глин. Суглинки слабо пористые, имеющие четко выраженную ореховатую структуру. Водопроницаемость пород очень низкая (коэффициент фильтрации менее 0,1 м/сут.).

В совокупности исследование свойств покрова лессовых отложений и ископаемых почв показывает, что эти образования обладают различными особенностями состава, структуры и текстуры (Зыкина и др., 1981, Магаева, 2000). Погребённые почвы характеризуются относительно высоким содержанием глинистой фракции, сравнительно низким содержанием пылеватых частиц, кварца, пониженной пористостью, повышенной водопрочностью, ясно выраженной структурой. Именно от условий и характера залегания, мощности и состава этого водоупорного горизонта зависит в первую очередь глубина залегания грунтовых вод. Грунтовые воды, приуроченные к покрову лессовых отложений, близко залегают к поверхности (менее 3 м) в районах относительно выположенного рельефа и неглубокого залегания выдержанного по про-

стиранию водоупорного слоя, представленного горизонтом погребённых почв. При увеличении крутизны склона увеличиваются углы уклонов горизонта погребённых почв и ввиду проявления древних флювиальных процессов происходит уменьшение его мощности, а в некоторых местах и полное выклинивание из разреза водоупорного слоя. Только ряд признаков, таких как наличие темно-серых затеков и полос в суглинке и т.д. позволяет уверенно проводить границы между слоями. В результате создаются благоприятные условия для подземного стока грунтовых вод, а в местах отсутствия водоупорных слоев, и перетока воды в нижележащие водоносные слои более древней ритмопачки. Проведённые исследования показали, что основными естественными факторами, благоприятствующими созданию условий для обводнения субаэральных образований, являются уклон рельефа, обуславливающий дренируемость территории. Важны также глубина, мощность и условия залегания горизонта погребённых почв, обладающего более водопрочными свойствами по сравнению с вышележащим покровом лёссовых отложений. Эти особенности покровных субаэральных образований значительно недооцениваются при проведении инженерно-геологических изысканий, проектировании зданий и сооружений.

Режим обводнения толщи в значительной мере определяется гидротермическим балансом земной поверхности. С ним связано соотношение тепла и влаги, получаемой земной поверхностью в данной климатической зоне. Каждая климатическая зона строго предопределена особенностями пространственного распределения отношения радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годовой

суммы осадков. По гидролого-климатическим особенностям район исследований находится в зоне с оптимальным увлажнением во влажный год, достаточным в средний год и недостаточным в сухой, повторяемостью раз в 5 лет. Грунтовые воды очень чувствительны ко всем изменениям, происходящим в атмосфере. Атмосферные осадки являются основным источником питания грунтовых вод, а температура воздуха определяет период инфильтрации и величину испарения с поверхности грунтовых вод. В зависимости от выпадения атмосферных осадков уровень грунтовых вод испытывает значительные колебания: в засушливые времена понижается, во влажные годы повышается. С начала текущего века на всей территории юга Западной Сибири отмечено максимальное выпадение количества осадков, в связи с чем наблюдался и подъем уровня грунтовых вод во всем регионе. Для исследуемой территории, наиболее благоприятные условия для пополнения запасов грунтовых вод отмечены именно в районе подтопления (близкое залегание к поверхности значительного по площади слабонаклонного водоупорного слоя, на котором скапливаются инфильтрующиеся атмосферные осадки). Источниками пополнения запасов грунтовых вод в зоне подтопления являются также инфильтрация в зону аэрации воды при поливах в летнее время приусадебных участков, отсутствие стока или недостаточный отвод ливневых и бытовых вод с более возвышенных участков. На участках максимального подъема грунтовых вод, возможно, имеются потери воды из магистральной сети из-за нарушения водоводов.

На базе полученных материалов были созданы геофильтрационные модели, позволившие обосновать систему защитных ме-

роприятий от подтопления и определить их эффективность. В условиях развития слабопроницаемых покровных суглинков, защита от подтопления традиционными методами (сооружение вдоль улиц дренажных траншей, бурение водопонижающих скважин, прокладка закрытых дрен и т.п.) из опыта работ в других регионах страны является экономически невыгодной. Для этого требуется с ограниченными (до десятков метров) радиусами влияния закладывать дрены с коротким шагом (расстоянием между ними), что в условиях застройки выполнить практически невозможно. К тому же, в процессе строительства подобных дрен требуется раскапывать улицы, корчевать зеленые насаждения, блокировать транспорт, временно выводить из пользования огороды, посевные площади.

В конкретной обстановке наиболее приемлемым и эффективным способом защиты от подтопления является метод, разработанный в НИИ «ВИОГЕМ» (г. Белгород). Методика заключается в водопонижении с помощью лучевого дренажа, представляющего собой систему вертикальных колодцев. Из каждого колодца бурятся ниже подтопленных объектов лучевые горизонтальные дренажные скважины. Для сооружения одного колодца требуется площадка 10 м x 10 м. В среднем глубина колодцев составляет 8 метров, из каждого проектируется пробурить 8 горизонтальных скважин длиной по 100-130 м. Одним колодцем осушается от 7 до 10 га застроенной территории. При сооружении колодца лучевого дренажа применяются экологически чистые материалы, поэтому дренажная вода может использоваться для полива и других видов технического водоснабжения. В период строительства и эксплуатации дренажные работы прово-

дятся в автономном режиме, без нарушения ландшафта, блокировки транспорта и перекоски улиц. Лучевыми дренажными скважинами наиболее эффективно осушаются слабопроницаемые суглинки, что является одним из главных преимуществ данного способа инженерной защиты от подтопления для юго-востока Западной Сибири. Летом 2019 г. в эпицентре подтопляемой зоны г. Бердска сооружены 5 колодцев. Производительность откачки воды каждого из них в непрерывном режиме составляет до 5 м³/час.

Выводы. Многолетние исследования подтопления застроенных территорий привели автора к определённому заключению. Борьба с техногенным подтоплением должна начинаться, прежде всего, с ликвидацией притоков подтопления. Они многообразны, но основной причиной является недоучёт ГГОЛ, т.е. особенностей рельефа и геологического строения. Техногенное подтопление является следствием изменения гидрологической и гидрогеологической составляющих ГГОЛ. Однако этот процесс нельзя рассматривать как естественное изменение режима поверхностных и грунтовых вод. Подтопление застроенных территорий —

это следствие недоучёта проектирования и возведения сооружений в различных геолого-геоморфологических условиях, приводящее к многократному удорожанию природоохранных мероприятий и удалению от рационального природопользования.

Литература

Волков, И.А. Позднечетвертичная субэральная формация – М.: Наука, 1971. – 254 с.

Зыкина, В.С., Волков, И.А., Дергачева, М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья – М.: Наука, 1981. – 202 с.

Казьмин, С.П. Основа рационального природопользования Западной Сибири – Красноярск: ИЛ СО РАН, 2019. – 212 с.

Магаева, Л.А. Мелиорируемая толща почв и пород Приобья: строение и особенности функционирования – Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал “Гео”, 2000. – 111 с.

Kazmin, S.P. The Last Continental Glaciation of Western Siberia // Horizons in Earth Science Research. Volume 7. USA. New York. Nova Science Publishers, 2012. – P. 229-249.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ПОДПРУЖИВАНИЯ БУРЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (ДЕКАБРЬ 2018 г.) И ПРОГНОЗ ИХ ДЕЙСТВИЯ

Ликутов Е.Ю.

Калуга, Россия, likutov.evgenij@gmail.com

Аннотация. Вызвавшее справедливый общественный резонанс катастрофическое подпруживание Бурейского водохранилища в 73 км ниже пос. Чекунда, опасность его для жителей близлежащих населённых пунктов на р. Бурей и для Бурейской ГЭС, различные суждения о природе его, вызвавшего его катастрофического смещения грунтовых масс на левом борту

долины р. Бурей и связанного с ним уничтожения растительного покрова вызвали необходимость его исследований. Цели исследований стали ясны сразу после первых известий о рассматриваемом катастрофическом явлении: 1) определить меры (способы) ликвидации плотины и восстановления функционирования вдхр. — не только действенные, но и безопасные, прежде всего — в предотвращении повторных подобных катастроф; 2) разработать прогноз развития рельефа и возможностей повторных катастрофических явлений на исследуемой территории и сопредельных с ней. Первые их результаты изложены в обращении автора главам администраций Хабаровского края и Амурской области от 13.01.2019. Материалы исследований: данные первоисточников как фактического материала, так и геоморфодинамических и геологических закономерностей. Основные методы исследований: системный анализ взаимодействий рельефа, рельефообразующих процессов, внешних условий формирования рельефа, действия связей между ними, анализ космических снимков, морфометрический анализ, геоморфодинамический синтез. Установлено преобладающее действие (очередность — во времени) тектонических, сейсмических, ударных + обвальных (преимущественно), осыпных и оползневых (подчинённо) процессов. Генезис этой геоморфосистемы — сложный: оползнево-осыпно-сейсмогенно-ударно-обвальный, в основных своих чертах — сейсмогенно-ударно-обвальный, и возникшее рассматриваемое явление — сейсмогенный обвал (сейсмообвал), а не оползень (именно — в основных чертах) и уж тем более — не цунами.

Ключевые слова: катастрофическое смещение грунтовых масс, разрывные нарушения, сейсмообвал, ударная волна

Введение. В декабре 2018 г. в СМИ появилась информация из Хабаровского края о возникновении 09-12.12.2018 плотины, перегородившей Бурейское водохранилище (далее — вдхр) в 73 км ниже пос. Чекунда путём катастрофического смещения грунтовых масс (далее — КСГМ) с левого коренного склона долины р. Бурей (крупный левый приток р. Амур). Прорыв такой плотины в состоянии не только нарушить работу Бурейской ГЭС, не только прорвать её плотину, но и вызвать необратимые последствия (главным образом — человеческие жертвы и разрушение населённых пунктов) как в днище долины р. Бурей, так и ниже её устья, в днище долины главной р. Амур.

О природе КСГМ и связанного с ним уничтожения растительного покрова (далее — УРП) как специалистами, так и неспециалистами высказывались различ-

ные суждения. Это и падение метеорита, и оползень, и даже (Махинов, 2019) цунами. 5 (пять) поездок, организованных на государственные деньги краевым управлением МЧС и правительством Хабаровского края, под руководством А.Н. Махинова в декабре 2018 г. — марте 2019 г. не внесли ясности в этот вопрос. Но уже в апреле 2019 г. появилась публикация (Махинов, 2019) — видимо, он стремился к приоритету.

Геоморфологическая и в целом экологическая опасность созданной КСГМ плотины и отсутствие специальных геоморфодинамических её исследований послужили причиной исследований рельефообразующих процессов (далее — РП), подготовивших и приведших горные породы в движение и сформировавших как саму плотину, так и изменивших строение рельефа и состояние поверхности на правом коренном

склоне долины р. Бурей.

Материалы и методы. При подготовке настоящей работы автор был лишён возможности участвовать в полевых исследованиях, хотя предложение вести совместные работы заблаговременно высказывал тому же А.Н. Махинову, а главе администрации Хабаровского края 13.01.2019 г. направил обращение по поводу КСГМ и с обоснованными предложениями способа ликвидации образованной им плотины. С учётом этих обстоятельств нами возможно более полно применены данные первоисточников как фактического материала, так и геоморфодинамических и геологических закономерностей. Основные методы исследований: системный анализ взаимодействий рельефа, РП, внешних условий формирования рельефа; анализ космических снимков, морфометрический анализ, геоморфодинамический синтез.

На исследования, проведенные автором по личной инициативе, не затрачено ни копейки государственных денег.

Результаты и обсуждение. Катастрофическое подпруживание Бурейского вдхр произошло после КСГМ с левого борта долины р. Бурей, против устья её правого притока — руч. Сред. Сандар, в пределах локального низкогорного массива, в прямоугольнике с координатами 50033/-50034/ с.ш. и 131028/-131029/ в.д. (Спутник..., 2018). Максимальная высота — 640 м — у вершины, находившейся строго на южном продолжении (через вдхр) долины рч. Сред. Сандар. По данным сопоставления топокарты и космоснимка (Спутник..., 2018), вершина эта уничтожена КСГМ, а его южная граница, как и западная и восточная, проходят, возможно, по разрывным нарушениям. С учётом высоты

уровня воды в дни прохождения КСГМ — 252 м максимальная мощность сместившихся пород — 388 м.

Стенка срыва пород, открытая к Бурейскому вдхр, угловатой формы в плане, в целом трапециевидной, вытянутой субмеридионально, большим основанием длиной 0,73 км граничит с вдхр. Размеры её по границам: западной — 0,85 км, южной 0,81 км, восточной (северо-восточного простирания) — 0,81 км. Сочленение лишь южной и западной стенок — округлое, в виде сопряжения (Спутник..., 2018). Угловатая в целом плановая форма границ показывает, что образовавшаяся отрицательная денудационная форма — никакой не «амфитеатр», как это утверждает А.Н. Махинов (2019). Блестящие («зеркала скольжения») прямолинейные (ломаные) в плане стенки срыва: западная, южная и восточная (Махинов, 2019, с. 14, с. 15; и др.) свойственны обвальным — а не оползневым — склонам, причем существенно тектогенным (плоскости сместителей разломов) и сейсмогенным по предпосылке и способу образования (соответственно), как и нижние осыпные участки и многочисленные стволы деревьев в средней и нижней частях склона от южной стенки срыва. Этим устанавливается преимущественно обвальная генезис КСГМ.

У оползневых склонов стенки срыва чистые, состав и оптические свойства слагающих их пород однородны. Именно такие они на участке сопряжения южной и восточной стенок срыва, с которого сошёл оползневой блок с характерным для оползневых склонов «пьяным лесом» составляющий, небольшую (примерно 6-7-ю) часть КСГМ, залегающих сейчас поперёк Бурейского вдхр, что хорошо видно на фотогра-

фии (Махинов, 2019, с. 15).

Район КСГМ в тектоническом отношении представляет собой чётко обособленный блок (Петрук, Волкова, 2012), и произошедшая катастрофа вполне естественна при сколько-нибудь существенном сейсмическом импульсе. Его возможность основывается на сейсмической активности в районе КСГМ — 6 баллов (Ахмадулин, 1983).

Верхняя часть массива сместившихся пород сложена средне-позднепермскими-раннетриасовыми кислыми эффузивами таловской толщи мощностью 350-500, соответствующей максимальной мощности пород КСГМ. Поэтому оно, возможно, и литологически обусловленное. Нижняя (и ближайшая к вдхр) часть массива сместившихся пород сложена поздне меловыми лейкогранитами (хингано-олоно-йский комплекс) (Петрук, Волкова, 2012). Все эти породы неустойчивы к растрескиванию и выветриванию.

На этих основаниях и времени возникновения положительной термической аномалии (Спутник..., 2018) устанавливаем сейсмическую причину КСГМ и наиболее достоверное время их смещения: 12.12.2018 г., 02:50 московского (09:50 местного) времени.

Растительный покров на правом коренном склоне долины р. Буря был уничтожен на расстоянии 2,4 км вниз и на 3,15 км вверх по её долине от устья рч. Сред. Сандар (на максимальную ширину 0,65 км) и на 4,35 км вверх по долине рч. Сред. Сандар (на максимальную ширину 0,15 км по обоим бортам долины) (Спутник..., 2018).

Обвал проходил в режиме «растянутой катастрофы» (по Б.П. Агафонову (1990)). Эндогенная энергия длительное время

накапливалась в породах тектоническими движениями и поступлением воды. С её накоплением сформировалась положительная температурная аномалия, вследствие чего силы сцепления между раздробленными породами по стенкам срыва стали меньше силы тяжести обвалившегося блока горных пород. В то же время температура пород внутри блока сохранялась отрицательной, породы сохраняли упругость и пластичность и вследствие этого — высокое сопротивление эндогенным импульсам. (В противном случае мог произойти оползень, и мы наблюдали бы не осыпно-обвальные склоны, а оползневые, и округлый в плане оползневой цирк.) Далее последовал сейсмический импульс и обвал (иначе вряд ли он произошёл бы, т.к. другие благоприятные условия КСГМ на склонах долины р. Буря практически повсеместны). Он вызвал ударную волну, распространявшуюся веерообразно (что невозможно при прохождении оползня), которая обусловила такую же форму тела рыхлых обвальных образований (далее — РОО) (а не оползневых, как утверждает А.Н. Махинов (2019), перегородивших вдхр, и уничтожила растительный и почвенный (Махинов, 2019, с. 20) покров на правом борту долины р. Буря на участке протяжённостью 5,55 км и максимальной шириной — 540 м на ССВ-продолжении продольной оси отрицательной обвальной формы (Спутник..., 2018), что соответствует прямолинейному распространению максимума действия ударной волны.

Ударная волна — НЕ цунами, на которой настаивает А.Н. Махинов (2019). Цунами — длиннопериодная тектогенная (сейсмогенная) волна, формирующаяся на громадных площадях океана. Вдхр. — не

океан; поперёк него цунами сформироваться просто негде. Да и произошли что-то, подобное цунами — стволы деревьев, сгруженные у границы полосы УРП и в прилегающем к ней лесу были бы обледенелые, чего нет на фотографиях (Махинов, 2019 и др.).

Вслед за обвалом с округлого в плане участка сопряжения южной и восточной стенок срыва прошёл оползень. Именно он оставил на массиве РОО оползневой блок с чётко заметным (Махинов, 2019, с. 15; и др.) «пьяным лесом». Так же небольшой оползень сошёл со средней части восточной стенки образовавшейся обвальной отрицательной формы.

Набор, очерёдность действия, соотношения РП таковы. Тектонические движения во взаимодействии с литологическими условиями, с геотермическими и с гидрогеологическими процессами создали линейные зоны (по стенкам срыва пород) уменьшения сил сцепления по сравнению с силой тяжести (весом) пород внутри контура стенок срыва, которые (во многом — из-за мёрзлого состояния пород) были значительны и воспрепятствовали их дроблению. Это предопределило преобладающее обваливание, а не оползание, пород. Затем сейсмические процессы вызвали обваливание пород и формирование обвальной плотины поперёк Бурейского вдхр. Вместе с их действием сформировалась ударная волна, взломавшая (при участии обвалившихся пород) лёд вдхр, уничтожившая растительный и почвенный покров и сгрудившая вырванные и переломанные стволы деревьев на внешней границе своего действия. Уже после формирования плотины, с участка сопряжения южной и восточной стенок срыва, где по-

роды были раздроблены, сошёл оползень, породы которого в виде блока остановились на внутренней части обвальной плотины. Под действием фильтрации воды началось её разрушение, которое произошло бы со временем.

В обращении главам администраций Хабаровского края и Амурской области от 13.01.2019 г. автор не только высказал соображения о природе и процессах формирования плотины (появившиеся позднее в статье А.Н. Махинова (2019), но и предостерег от применения взрывных работ, спрогнозировав новые, антропогенно инициированные сейсмооползни, и предложил «Для ликвидации возникшей грунтовой перемычки.., пока зима, убрать грунт экскаваторами и бульдозерами и вывезти на самосвалах ДАЛЕКО за пределы поймы и 1-й надпойменной террасы р. Бурей.». Взрывные работы, тем не менее, были проведены, и оползни (пусть и небольшого объёма) сошли (В Хабаровском крае..., 2019). И экскаваторы с бульдозерами применялись (Мощнейший взрыв..., 2019; Бурей свободна..., 2019) — уже после наших рекомендаций.

Прогноз дальнейшего действия РП. Прохождение обвалов и оползней возможно практически повсеместно на склонах долины р. Бурей и реально — в местах сейсмических импульсов (землетрясений) — по крайней мере, до плотины Бурейской ГЭС (пос. Талакан), вследствие сходства тектонической обстановки и геологического строения на этом участке. Возможность формирования новых подпруживаний Бурейского вдхр сохраняется.

Выводы и рекомендации. На основании имеющихся фактических данных и проведенных исследований установлено

преобладающее действие (очередность — во времени) тектонических, сейсмических, ударных + обвальных (преимущественно), осыпных и оползневых (подчинённо) процессов и сложный: оползнево-осыпно-сейсмогенно-ударно-обвальный — генезис исследуемой геоморфосистемы, в основных чертах — сейсмогенно-ударно-обвальный, и возникшее рассматриваемое явление — сейсмогенный обвал (сейсмообвал), а не оползень (именно — в основных чертах) и уж тем более — не цунами.

Рекомендуются: 1) специализированные (на действие опасных рельефообразующих процессов) исследования, в которых готов принять участие автор. В первую очередь — на участке долины р. Бурей от изученного сейсмообвала 12.12.2018 г. до плотины Бурейской ГЭС (включительно), затем — в долине р. Бурей в верхнем и нижнем бьефе Бурейской ГЭС; 2) основание сейсмических станций в с. Чекунда и в пос. Талакан; 3) продолжение детальных исследований геоморфосистемы сейсмообвала, в которых так же готов принять участие автор. Выполнение этих рекомендаций позволит СВОЕВРЕМЕННО прогнозировать опасные явления и успеть предпринять действия, упреждающие наступление катастрофических последствий, подобных подпруживанию Бурейского вдхр.

Благодарности. Поблагодарил бы А.Н. Махинова за совместную работу, да не за что. Соответствующее предложение он проигнорировал, хотя и переписка его с автором была, и возможность прибыть к началу работ, которыми он руководил (Махинов, 2019), у автора тоже была.

Благодарю авторов применённых в статье первоисточников и специалистов, со-

действовавших работе над ними.

Литература

Агафонов, Б.П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны — Новосибирск: Наука. Сиб. Отделение, 1990. — 176 с.

Ахмадулин, В.А. Карта общего сейсмического районирования Приамурья с эпицентрами сильных землетрясений, зонами ВОЗ и аномалиями электропроводности. Масштаб 1:2 500 000. Хабаровск, 1983.

Махинов, А.Н. Оползень и цунами на реке Бурей 11 декабря 2018 года // Природа. — 2019. — №4. — С. 12-22.

Петрук, Н.Н., Волкова, Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист М-52 (Благовещенск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.

Бурей свободна: мощным взрывом реку вернули в привычное русло. 2019 [Электронный ресурс]. URL: <https://www.vesti.ru/doc.html?id=3111589#> (дата обращения: 13.02.2019).

В Хабаровском крае при подрывах затора на Бурее сошло несколько оползней. 2019 [Электронный ресурс]. URL: <https://tass.ru/proisshestviya/6087797> (дата обращения: 08.02.2019).

Мощнейший взрыв на российском водохранилище сняли на видео. 2019 [Электронный ресурс]. URL: <https://news.mail.ru/society/36133543/?frommail=10> (дата обращения: 29.01.2019).

Спутник обнаружил аномалию в Хабаровском крае. 2018 [Электронный ресурс]. URL: <https://hi-tech.mail.ru/news/anomaliya-habar-kray/> (дата обращения: 25.12.2018).

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА НА РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНЕ Р. БОЛ. БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)

Опекунова М.Ю.

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия, opek@mail.ru

Аннотация. В статье рассмотрены особенности развития эрозионно-аккумулятивных процессов во время прохождения катастрофических паводков 2019 года на реках Иркутской области бассейна р. Ангары (на примере р. Бол. Белая). Полевые исследования проводились в рамках программы мониторинга динамики и развития пойменно-русловых комплексов и береговых деформаций на реках Верхнего Приангарья. На основе сочетания морфодинамических русловых типов предварительно определены основные типы, степень взаимодействия паводочных вод и пойменно-русловых комплексов на различных участках. Выявлены скорости отступления берегов за период прохождения паводка, в среднем они составили 2 м. Процессы разрушения береговых уступов — обваливание и осыпание характерны для супесчаных отложений, слагающих верхнюю часть поверхностей пойм. Наиболее динамичные участки разрушения берегов соответствуют вогнутым частям излучин русла. Отмечено, что наличие линейных объектов инфраструктуры (дорог) в пределах пойменных массивов часто провоцировало усиление скоростей потоков, увеличение объемов переносимого материала, а также формирование аккумулятивных форм рельефа, которые в дальнейшем могут препятствовать водообмену между русловыми и пойменными потоками, а также служить дополнительным фактором развития негативных для человека процессов, которые могут повлечь разрушение объектам хозяйственной деятельности, либо нанести им существенный урон.

Ключевые слова: Верхнее Приангарье, морфодинамические типы русел, русловые плановые деформации, динамика пойменно-русловых комплексов, эрозионно-аккумулятивные процессы, экстремальные паводки

Введение. Выявление закономерностей проявления русловых процессов и динамического развития пойменно-русловых комплексов рядарек Верхнего Приангарья под влиянием природного и антропогенного факторов актуальное в сфере рационального природопользования и теоретических вопросов флювиального рельефообразования. В июне-июле 2019 года на реках Иркутской области были зафиксированы наводнения, нанесшие не только ущерб народному хозяйству, но и повлекшие за собой человеческие жертвы. Территория бассейна р. Белой незначительно пострадала от паводков, но

некоторое время ряд населенных пунктов были отрезаны от мира из-за повреждения дорог паводковыми водами. В бассейне р. Бол. Белой подъем воды составил от 1,5 (гидропост Инга) до 3,5 м (гидропост Большебельск) (<https://allrivers.info/>).

Материалы и методы. Теоретической и методической основой таких исследований стали разработки представителей отечественной школы географического русловедения (Маккавеев, 2003, Чалов, 2009, Чернов, 2009, Беркович, 2001; Барышников, 1984, Алексеевский, 1981, Ржаницын, 1985, Попов, 1961, Шанцер, 1951). В рам-

ках подготовительного этапа мониторинга был проведен анализ разновременных геологических изображений, литературных источников, собственных материалов, которые позволили выделить наиболее мобильные участки для мониторинга береговых деформаций и динамики пойменно-русловых комплексов. Полевые исследования включали геоморфологические исследования участков переформирования русел рек; картографирование пойменно-русловых комплексов обследованных участков бассейнов притоков р. Ангары осуществлялось на основе данных полевых наблюдений с использованием данных съемки с БПЛА, данных дистанционного зондирования Земли.

Результаты и обсуждение. Для долин рек предгорных территорий характерны широкопойменные разветвлено-извилистые с адаптированными и свободными излучинами русла с сочетанием проточно-островных, ложбинно-островных и сегментных пойм.

В пределах этих же массивов можно отметить значительные скорости отступления берегов и участки экстремальных проявлений флювиального рельефообразования, которые во многом связаны с нарушением естественной поверхности инженерными сооружениями. По полевым наблюдениям, которые проводились во время финальной стадии первой волны паводка 2019 года отступление за счет разрушения берегов в предгорной части бассейна р. Белой достигали 2 м. Наибольшее развитие такие процессы получили в уступах высоких и низких пойм, сложенных супесчано-песчаными отложениями на галечниковых основаниях.

Часто также наблюдалось разрушение берегов за счет склоновых процессов - сползания дернового горизонта по галечниковому основанию. Характеристи-

ки устойчивости галечниковой толщи за счет водонасыщения заполнителя снижается, что активизирует процессы ее осыпания и сползания. Мощность песчаных наносов на поверхности поймы достигала 0,6-0,8 м, глубина размывов — 0,5 м. В результате прохождения паводков в приустьевых частях проток, приречных и островных участках пойм происходила аккумуляция значительных объемов древесины (стволов деревьев, кустарников). Дороги в пределах рассматриваемой территории часто проходят вдоль русла, пересекая многочисленные протоки. В маловодные фазы эти протоки, как правило, осушены, поэтому мостовых переходов через них не возводят, ограничиваясь отсыпкой отрицательной формы.

В нижнем течении реки Большая Белая (участки «Новостройка» и «Большебелеск») нами наблюдались процессы рельефообразования проточно-островных пойм и переформирования руслового рельефа в устьевых частях проток (рис. 1). Были обследованы два участка в пределах которых наблюдалось формирование устьевых галечниковых валов. В обоих случаях триггером формирования таких аккумулятивных форм в устьях проток послужили автомобильные дороги, которые при обводнении территории сыграли роль плотин.

Участок «Новостройка» расположен в четырех километрах выше по течению от устья р. Урик. Высота поймы здесь составляет 2-2,5 м над урезом воды. Пойма сложена пачкой галечника мощностью 1,3-1,5 м, на которой залегают супесчаные отложения мощностью до 0,7 м.

На участке «Новостройка» в результате подпора дорогой потока в протоке, при дальнейшем прорыве и разрушении автомобильного моста произошло насыщение по-

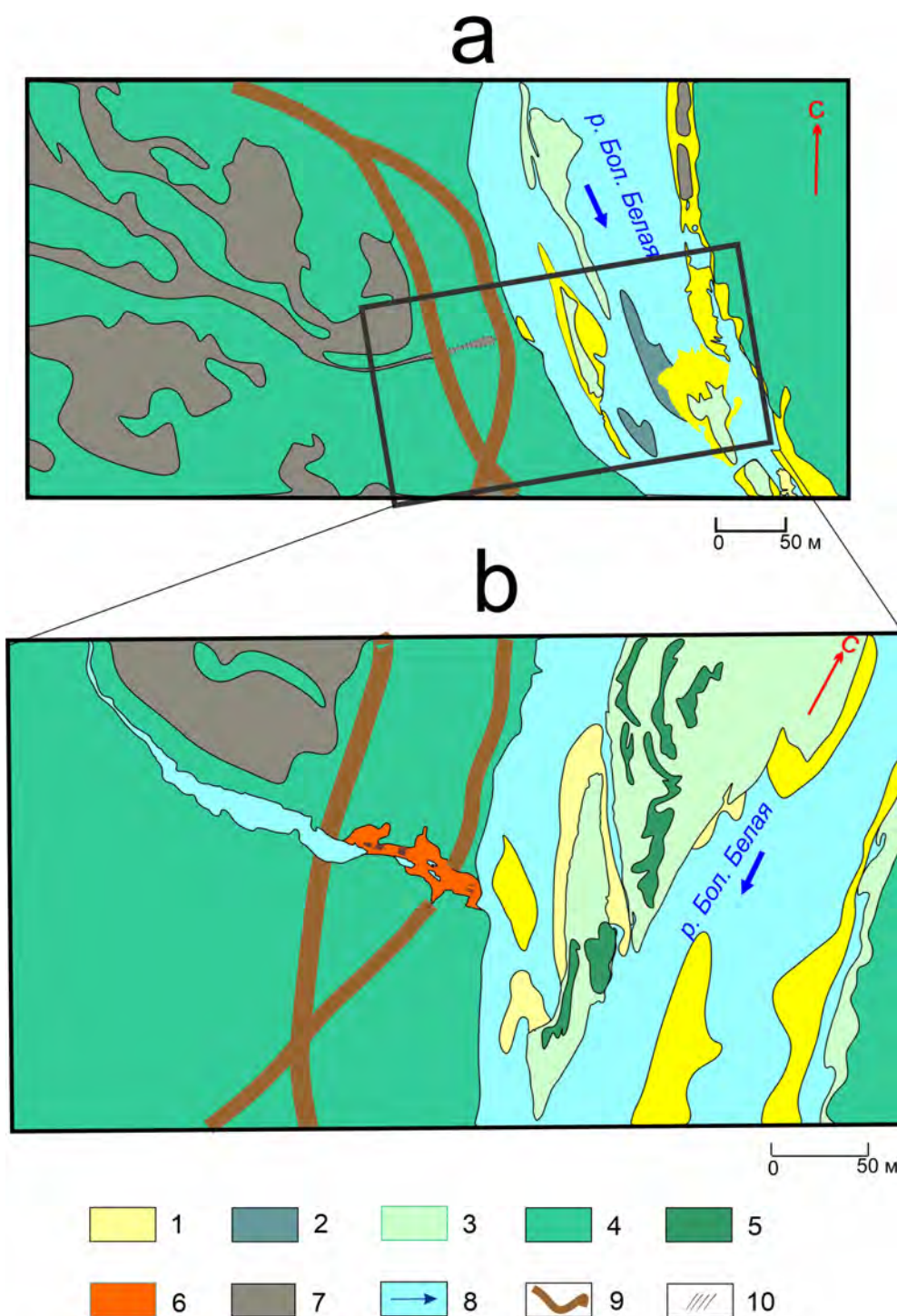


Рисунок 1. Пойменно-русловые комплексы р. Бол. Белая в пределах участка наблюдения береговых деформаций «Новостройка»: а — карта-схема составлена по космоснимку Google Earth июнь 2019 года; б — составлена по ортофотоплану (дата съемки июль 2019 г.): 1 — песчано-галечниковые отмели; 2 — русловые гряды; 3 — низкая пойма высотой до 1 м; 4 — пойма высотой 2 м; 5 — пойменные гривы высотой до 1,5 м; 6 — ложбины размыва, староречья глубиной до 1,5 м; 7 — участок разрушения дороги и формирования устьевого вала; 8 — водные объекты, направление течения; 9 — дороги; 10 — участки аккумуляция древесины.

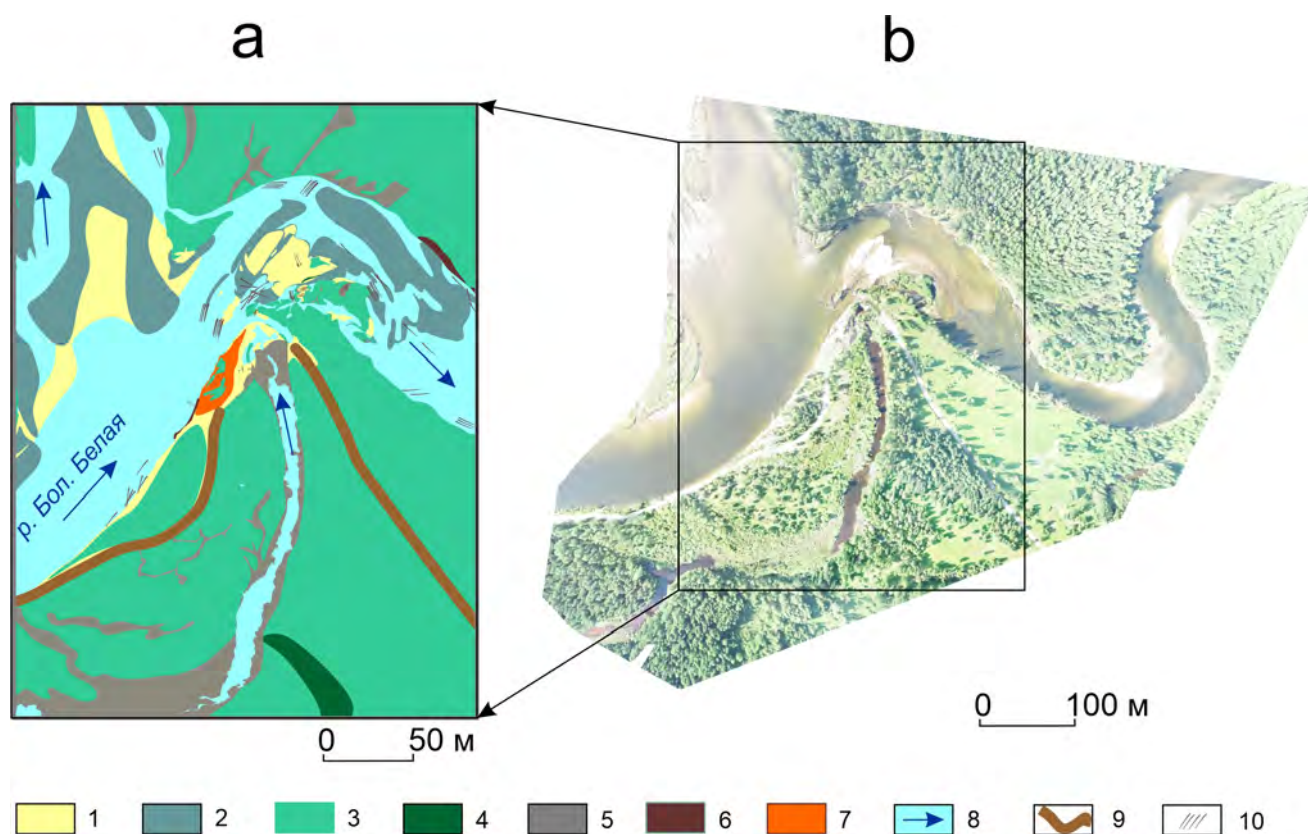


Рисунок 2. Строение рельефа места формирования устьевых валов в долине р. Большая Белая (участок мониторинга «Большебельск»): а — рельеф пойменно-русловых комплексов р. Бол. Белая в пределах участка наблюдения береговых деформаций «Большебельск»; б — ортофотоплан участка: 1 — песчано-галечниковые отмели; 2 — русловые гряды; 3 — пойма высотой 2 м; 4 — пойменные гряды высотой до 1,5 м; 5 — ложбины размыва, староречья глубиной до 1,5 м; 6 — участки интенсивного разрушения береговых уступов; 7 — участок разрушения дороги и формирования устьевых валов; 8 — водные объекты, направление течения; 9 — дороги; 10 — участки аккумуляция древесины.

тока грубообломочным материалом и дальнейшее его переотложение в устьевой части протоки. Длина русла протоки ниже разрушенного моста составила 40 м, при ширине 4-5 м. В русле отмечены водобойные ниши глубиной до 1 м длиной до 10-11 м, а по его периферии сформировались валы, сложенные галечниковым материалом высотой до 1,2 м длиной до 13 м.

Русловая галька на участке ниже прорыва дамбы-моста уложена вертикально (ориентирована длинной осью перпендикулярно поверхности), что характерно для горных

рек с высокой турбулентностью потока, ниже по течению текстура обычной черепитчатой укладки (длинная ось обломков совпадает с направлением потока). Галечниковый материал довольно однороден для двух проб, отобранных в русловой части протоки и в приречной части конуса выноса, медианный диаметр гальки (M_e) составляет 6 см, модальное значение (Mod) — 5 см, коэффициент сортированности равен 1,1 (хорошая сортировка).

В устьевой части протоки сформировалось аккумулятивное тело валообразной

формы с более длинным склоном по направлению к реке (крутизна от 15° до 24°) и крутым береговым уступом ($30-31^\circ$). Устьевой вал — фрагмент конуса выноса, который выдвигается в русло от 2 до 4 м. Размеры его надводной части составляют $13 \times 5 \times 1,5$ м, то есть объем аккумулятивного тела приблизительно 130 м³. Площадь подводной и надводной частей конуса по анализу ортофотоснимка составляет около 189 м², первоначальные объемы вынесенного материала оценить сложно. В приустевой части тело вала прорезают небольшие протоки глубиной 35-40 см, шириной до 1,5 м. площадь 27 м².

Участок «Большебелъск» расположен в 53 км ниже по течению, так же как на вышеописанном участке пойменный массив здесь пересекает дорога. Участок переформирования рельефа находится в зоне сочленения основного русла, рабочей протоки и второстепенной протоки, которая в межень частично обводнена (снимки GoogleEarth, Bing, Landsat) (рис. 2). Основное русло образует здесь крутую сегментную излучину с шагом 0,7 км, радиусом 0,18 км, стрелой прогиба 0,44 км.

В месте разделения основного потока и протоки образуется крутая сегментная излучина, ширина основного русла в этом месте составляет 150 м, а протоки — 43 м. Рельеф двухметровой поймы представлен сочетанием ложбин до 6 м шириной и слабовыраженных гряд. В устье второстепенной протоки шириной при разрушении грунтовой дороги также сформировался устьевой вал. Отличие составляет количество вновь образованных нескольких протоков в теле вала, а также формирование терраски высотой до 0,9 м со стороны главной реки.

Следует отметить, что объемы пере-

мещенного материала на антропогенно измененных участках во время прохождения экстремальных гидрологических явлений увеличивается в несколько раз.

Выводы. Таким образом, рассмотренные нами аккумулятивные формы в устьевых частях проток создаются при взаимодействии под влиянием антропогенного и естественного факторов. Можно предположить повторение подобных сценариев экстремального проявления экзогенных геоморфологических процессов в будущем: при восстановлении дорог в прежнем плане и достаточной обводненности территории, дополнительным фактором распыливания потока и отложения материала на поверхности поймы будет служить устьевой вал, который будет блокировать водообмен между руслами основной реки, проток и пойм. В результате возможно изменение типа пойм с проточно-островного на ложбинно-островной.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта №17-45-388070-р_а.

Литература

Алексеевский, Н.А. Формирование и движение речных наносов — М.: Изд-во МГУ, 1981. — 203 с.

Барышников, Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 280 с.

Беркович, К.М. Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов — М.: Изд-во ГЕОС, 2001. — 164 с.

Маккавеев, Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне — М.: Географический факультет МГУ, 2003. — 355 с.

Попов, И.В. Методические основы исследований руслового процесса — Л.: Гидро-

метеиздат, 1961. – 208 с.

Ржаницын, Н.А. Руслоформирующие процессы рек – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.

Чалов, Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел – М.: Изд-во КРАСАНД, 2011. – 960 с.

Чернов, А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Се-

верной Евразии – М.: ООО «Крона», 2009. – 684 с.

Шанцер, Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Труды Геол. Ин-та АН СССР. Сер. Геологич. – 1951. – Вып. 135. – 275 с.

<https://allrivers.info/> (дата обращения: 02.09.2019 г.).

ТИПИЗАЦИЯ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ПО ОСОБЕННОСТЯМ РАЗВИТИЯ ФОРМ ЛИНЕЙНОЙ ЭРОЗИИ

Павловский А.И.¹, Галкин А.Н.², Шершнева О.В.¹, Моляренко В.Л.¹

¹УО «Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины», Гомель, Беларусь,
aipavlovsky@mail.ru,

²УО «Витебский государственный университет им. П.М. Машерова», Витебск, Беларусь,
galkin-alexandr@yandex.ru

Аннотация. Выполнено типологическое районирование территории Беларуси по комплексу классификационных признаков (15 параметров), что позволило выделить четыре типа земель по особенностям развития форм линейной эрозии. Высокий энергетический потенциал рельефа этих территорий необходимо учитывать при любых хозяйственных мероприятиях, так как нарушение сложившегося равновесия часто приводит к интенсивному развитию новых и омоложению старых эрозионных форм. На основании сложившихся природно-хозяйственных условий и особенностей пространственной дифференциации форм линейной эрозии проведен анализ эрозионного потенциала территории Беларуси. По потенциальным возможностям развития линейной эрозии на основе анализа природно-хозяйственных характеристик можно выделить три класса земель. I класс, это территории с высоким потенциалом развития современной линейной эрозии. Этот класс земель приурочен к краевым ледниковым комплексам центральной Беларуси, Мозырской возвышенности, Могилевской и Горецкой равнинам. II класс земель имеет низкий и средний потенциал развития современной линейной эрозии. К этому классу относятся сильно денудированные краевые комплексы в пределах равнин Предполесья, а также краевые ледниковые возвышенности Белорусского Поозерья. III класс земель характеризуется отсутствием потенциала развития современной линейной эрозии. Он включает значительные площади в Белорусском Полесье, низинные и равнинные участки на северо-западе и севере республики.

Ключевые слова: типологическое районирование, формы линейной эрозии, краевые ледниковые комплексы, продольный профиль, энергетический потенциал рельефа

Изучению современного преобразования рельефа в настоящее время уделяет-

ся серьезное внимание у нас в стране и за рубежом, причем одним из самых актуаль-

ных направлений подобных работ является изучение линейной (овражной) эрозии. Это обуславливается прежде всего значительным материальным ущербом, наносимым деятельностью текучих вод. Важным направлением данных исследований является типизация территории по особенностям развития линейной эрозии, что значительно повышает эффективность применения полученных результатов для разработки мероприятий по рациональному использованию природных ресурсов, исследованию закономерностей современного морфогенеза, новейших тектонических процессов и т.д.

Исходя из сказанного выше, авторами было проведено комплексное изучение закономерностей проявления линейной эрозии на территории Беларуси и выполнено типологическое районирование. В основу работы положены материалы, собранные за период длительных стационарных и маршрутных полевых исследований.

Разнообразие форм линейной эрозии, интенсивности их развития, природно-антропогенных условий проявления позволили выполнить типологическое районирование, заключающееся в выделении территории с одинаковым набором классификационных признаков. При решении этой задачи использовалось 15 параметров: густота, км/км²; плотность, ед/км², и общее количество форм линейной эрозии; плотность, ед/км², и количество активных оврагов (под активными понимаются овраги со скоростью линейного роста 0,3 м/год); отложения, в которых развиты Формы линейной эрозии; допустимые неразмывающие скорости (ДНС, м/с) грунтов; глубина вреза оврагов и балок, м; средняя длина, м, и крутизна, град, склонов на исследуемых участках; лесистость, %; средние скорости вертикаль-

ных движений земной коры, мм/год; среднеемноголетнее количество осадков (за год и в теплый период), мм; запасы воды в снежном покрове к моменту таяния, мм; среднегодовой поверхностный сток, мм. Указанные параметры были определены на 307 участках. В результате обработки полученных данных было выделено 4 типа территорий с развитием форм линейной эрозии (табл. 1, рис. 1). В основу полученной классификации-типизации был положен принцип однородности количественных характеристик выделяемых объектов.

Первый тип земель развит на площади примерно 7088,4 км² и широко представлен в пределах равнин Предполесья и районах, прилегающих к краевым ледниковым комплексам восточной и северо-восточной частях Минской, северо-западной части Ошмянской возвышенностей, на Свирской гряде, Витебской и Городокской возвышенностях встречается на Слонимском и Волковысском краевых ледниковых комплексах. широко распространен в пределах Оршано-Могилевской равнины, а также встречается небольшими участками на севере республики. Преобладает пологоволнистый, увалистый, местами холмистый рельеф с абсолютными отметками 160-250 метров и относительными превышениями 10-30 м. Поверхностные отложения представлены ледниковыми и водно-ледниковыми песками, супесями, суглинками, часто перекрытыми плащом лессовидных супесей мощностью 2-3 м. Эти территории образуют переходную орографическую ступень между краевыми ледниковыми возвышенностями Беларуси и прилегающими низменностями.

Активные эрозионные формы составляют 1 до 10% от общего числа. В основном

Таблица 1. Основные характеристики типов земель с развитием форм линейной эрозии

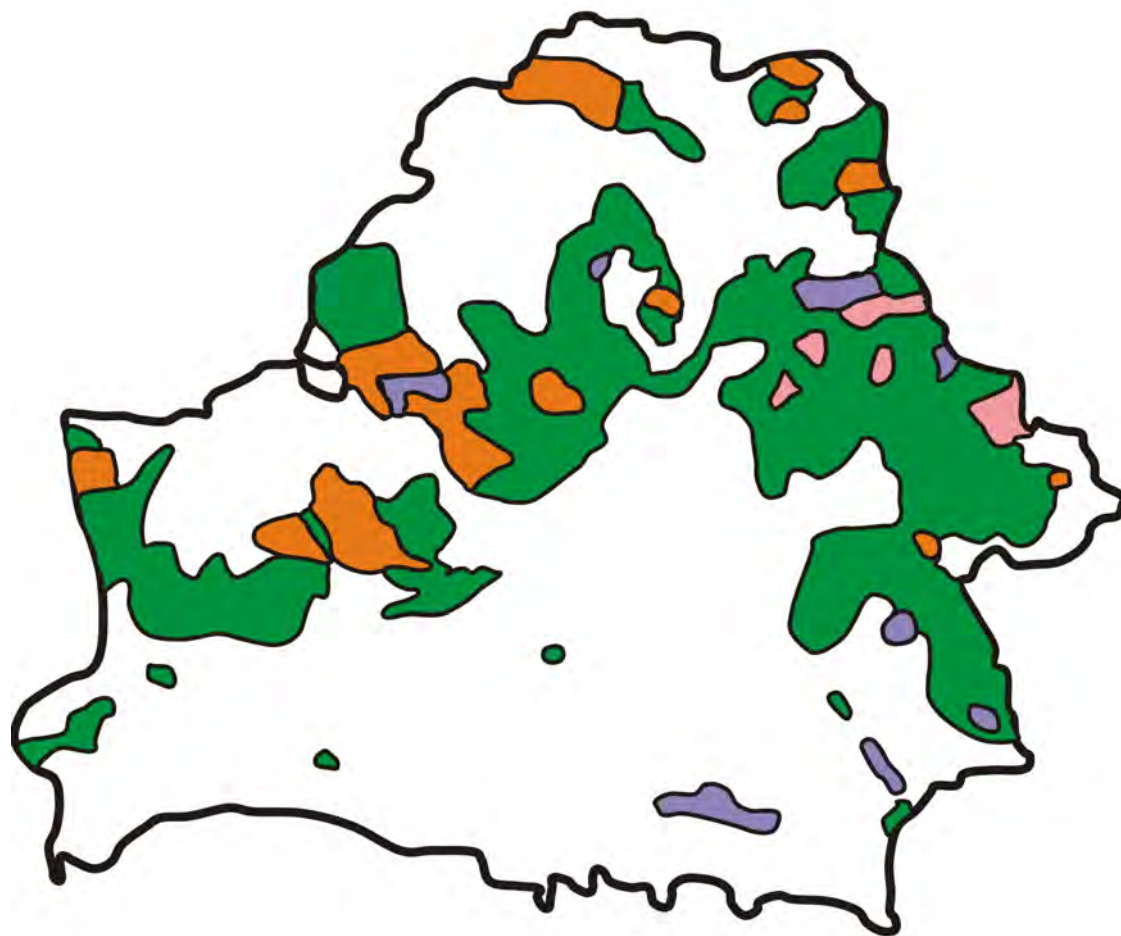
Тип	Площадь (общая), км ²	Густота форм линейной эрозии, км/км ²	Плотность форм линейной эрозии, ед/10км ²	Плотность активных форм, ед/10км ²	Глубина вреза, м	Крутизна склонов, град	Длина склонов, км
1	7088,4	0,48	11,5	2,0	13,6	4,0	0,4
2	5039,8	0,79	31,5	13,0	20,7	5,6	0,4
3	914,9	0,76	50,5	15,0	15,9	3,8	0,3
4	546,7	0,9	65,5	33,5	16,9	4,3	0,4
В целом по РБ	13589,8	0,73	39,7	15,9	16,8	4,4	0,38

они приурочены к склонам, интенсивно используемым в сельском хозяйстве, и проявляются в виде сети промоин и мелких оврагов. Кроме донных оврагов, встречаются активные овраги на склонах речных долин, их длина редко превышает 100 м, поперечный профиль V-образный. Скорости роста оврагов составляют в среднем 0,1-1,0 м/год. Основная часть оврагов находится как бы в «замороженном» состоянии.

Второй тип земель занимает площадь 5039,8 км² и широко представлен на Гродненской, Новогрудской возвышенности и юго-восточной части Ошмянской, а также на Минской, Витебской и Браславской возвышенностях. Рельеф этих территорий грядово-холмистый и холмисто-увалистый, абсолютные отметки изменяются в пределах 200-300 метров. Относительные превышения достигают 50-80 м. Территория сильно расчленена долинами рек. Характерной черной является значительная пестрота покровных отложений, которые представлены лессовидными породами мощностью 1,5-3,0 м, подстилаемыми песчано-гравийно-га-

лечным материалом, моренными супесями и суглинками. Активные эрозионные формы составляют около 15-20% от общего числа. Скорости роста оврагов составляют в среднем 0,3-3,5 м/год, иногда достигая 20-50 м/год и более.

Третий тип земель встречается в юго-восточной части Беларуси в пределах Юровичской возвышенности, Тереховской равнины и на правобережье Днепра, ниже г. Речицы, распространен на территории Мозырской гряды и Оршанской возвышенности на площади 914,9 км². Рельеф пологоволнистый, осложненный широкими, грядообразными массивами, разделенными плоскими слабоогнутыми понижениями и речными долинами. В пределах возвышенностей холмистый, холмисто-увалистый. Абсолютные отметки изменяются в пределах 150-250 м. Поверхностные отложения представлены в основном песками, реже моренными супесями и суглинками, перекрытыми лессовидными образованиями. Активные формы линейной эрозии составляют в среднем для этих территорий 20-



Условные обозначения



Рисунок 1. Типизация территории Беларуси по интенсивности и условиям развития линейной эрозии

30%. Скорости роста измеряются в пределах 0,3-2,5 м/год.

Четвертый тип земель наиболее широко представлен на Горецкой и Оршано-Могилевской равнинах, а также небольшими участками в других районах республики. Часто представляет собой типичный «бедленд». Развит на площади порядка 546,7 км². Рельеф территории

полого-увалистый, с выравненными водораздельными участками, осложненными западинами. В пределах краевых ледниковых образований рельеф холмисто-рядовый, рядово-увалистый, расчлененный речными долинами на отдельные блоки. Абсолютные отметки изменяются в пределах 180-220 м, относительные превышения — 10-20 м, возрастающая иногда до 30-40 м. Моренные отло-

жения перекрыты значительной толщиной лессовидных супесей и суглинков мощностью от 5 до 10 м. Скорости роста 0,3-3,0 м/год, а рост промоин может составлять до 100 метров в год. Примерно 40% эрозионных форм проявляют активность.

Высокий энергетический потенциал рельефа этих территорий необходимо учитывать при любых хозяйственных мероприятиях, так как нарушение сложившегося равновесия часто приводит к интенсивному развитию новых и омоложению старых эрозионных форм. Сложившиеся природно-хозяйственные условия и пространственная дифференциация форм линейной эрозии позволили провести анализ эрозионного потенциала территории исследований. По потенциальным возможностям развития линейной эрозии на основе анализа природно-хозяйственных характеристик можно выделить три класса земель. I класс, это территории с высоким потенциалом развития современной линейной эрозии. Этот класс земель приурочен к краевым ледниковым комплексам центральной Беларуси, Мозырской возвышенности, Могилевской и Горецкой равнинам. Для этих территорий характерно наличие мощных овражно-балочных систем длиной свыше 3 км, осложненных вторичными донными и склоновыми оврагами. Плотность оврагов здесь изменяется от 1 до 10 ед/км², густота эрозионной сети составляет от 0,4-0,9 до 5-6 км/км², плотность активных оврагов — 1-4 ед/км², причем в некоторых районах активные овраги составляют до 55% от общего числа форм линейной эрозии. Средние скорости роста 0,3-3,5 м/год. Кроме того, длительное и интенсивное хозяйственное освоение этих земель (распаханность составляет в среднем 30-50%) повышает

опасность развития эрозии.

II класс земель имеет низкий и средний потенциал развития современной линейной эрозии. К этому классу относятся сильно денудированные краевые комплексы в пределах равнин Предполесья, а также краевые ледниковые возвышенности Поозерья. Здесь редко встречаются значительные овражно-балочные системы. Характерны слабо развивающиеся овраги и закрепленные балки длиной до 3 км. Многие эрозионные формы наследуют древние ложбины стока талых вод. Сейчас в результате отмирания верховьев малых рек идет процесс их унаследования вторичными эрозионными формами. Плотность эрозионных форм здесь составляет в среднем 0,1-2,0, реже до 3 ед/км², густота эрозионной сети — 0,4-0,6 км/км², плотность активных оврагов 1, иногда до 2 ед/км². Средние скорости линейного роста оврагов 0,1-0,9 м/год. Эти территории менее подвержены хозяйственной деятельности человека, особенно Белорусском Поозерье. Однако там, где идет интенсивное освоение земель, опасность развития линейной эрозии резко возрастает.

III класс земель характеризуется отсутствием потенциала развития современной линейной эрозии. Он включает значительные площади в Полесье, низинные и равнинные участки на северо-западе и севере республики. Отсутствие форм линейной эрозии связано с выположенностью и низким эрозионным потенциалом рельефа. Лишь на незначительных участках в прибрежных частях речных долин и на террасах могут возникать небольшие промоины и овраги, которые, однако, довольно быстро прекращают свое развитие и зарастают.

Работа выполнена при поддержке БРФФИ, договор № X20P-284.

РАЗРУШЕНИЕ СРЕДНЕВЕКОВЫХ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В АК-ТЕРЕКСКОМ АИЛЬНОМ ОКРУГЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ, ТЯНЬ-ШАНЬ

Стрельников А.А.¹, Абдиева С.В.², Корженков А.М.¹

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН),
Москва, Россия, aas@ifz.ru, korzhenkov@ifz.ru

²Институт коммуникаций и информационных технологий КРСУ, Бишкек, Кыргызстан,
elma-kg@mail.ru

Аннотация. Впервые обнаруженные разрушения крупных археологических памятников VI-XII вв. н.э. свидетельствуют о неполной археологической и сейсмической изученности региона и, соответственно, о возможной неверной оценке сейсмической опасности в Алабаш-Конуролёнской впадине, расположенной на юго-западе Иссyk-Кульской котловины между горами Дувана и хребтом Терскей Ала-Тоо. Целью исследовательской работы было изучение последствий сильных исторических сейсмических событий, выявление нарушений целостности археологических построек, оценка силы землетрясений, эпицентральных зон и времени возможных повторных сейсмических событий в данном регионе. Для поиска археологических памятников была проведено изучение детальных космических снимков территории Алабаш-Конуролёнской впадины, а затем была проведена аэрофото-съемка с помощью квадрокоптера оснащенного камерой высокого разрешения и лазерным дальномером. В результате проведенных полевых исследований был получен детальный рельеф исследуемой местности, а также обнаружен, древний комплекс, расположенный на южном склоне гор Дувана. Позже, при непосредственном полевом изучении территории выяснилось, что это сооружение, расположенное на сейсмотектоническом уступе, разрушено и частично поглощено компенсационным грабеном. По всей видимости, в период существования комплекса в VII-IX вв. (?) произошло сильное ($I_0 \geq 9$ баллов) землетрясение. В Алабаш-Конуролёнской впадине имеются и другие археологические памятники различного возраста, несущие на себе следы сильнейших сейсмических воздействий, изучение которых может помочь продлению сейсмического каталога вглубь веков, а также способствовать более точной оценке сейсмической опасности района воздымающихся в настоящее время поднятий — адыров (предгорий) хребта Терскей Ала-Тоо.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмотектонические уступы, компенсационный грабен, археосейсмология, палеосейсмология, сейсмические деформации, архитектурно-исторический комплекс, адыры, Иссyk-Куль, Тянь-Шань

Введение. Иссyk-Кульская впадина относится к территориям высокой сейсмической активности: здесь регулярно регистрируется большое количество как слабых, так и достаточно сильных землетрясений.

Для оценки сейсмической опасности наибольший интерес представляют очень сильные землетрясения в северной части Иссyk-Кульской котловины. Одно из самых сильных из известных здесь сейсмических

событий — Кебинское (Кеминское) землетрясение магнитудой $M_S = 8.2$ и интенсивностью $I_0 = 10-11$ баллов, произошедшее в январе 1911 г. в долинах рек Чон-Кемин, Чилик, Аксуу и Чон-Аксу (Богданович и др., 1914, Дельво и др., 2001).

Тем не менее, известные до сих пор сильные землетрясения локализованы на севере и востоке Прииссыккулья; в то же время имеющиеся данные, явно показывают отсутствие сильных землетрясений в южной части Иссык-Кульской впадины. Однако, поскольку тектоническая активность данного региона достаточно высока, можно рассматривать этот факт как временное сейсмическое затишье в пределах территории южной части Иссык-Кульской котловины. В поддержку такого предположения свидетельствуют некоторые недостаточно полные еще данные палео- и археосейсмологических исследований, проведенных недавно в этом регионе (Корженков и др., 2014, 2016а, 2018а, Деев и др., 2016).

Исходя из вышеперечисленного можно сделать вывод, что южная часть впадины на данный момент недостаточно изучена с точки зрения оценки сейсмической опасности. Именно для устранения пробелов в информации о палео- и исторических землетрясениях в данном регионе нами проводились работы по поиску и параметризации древних сейсмических событий. Один из наиболее значимых результатов представлен в данной статье.

Материалы и методы. В данном исследовании использованы традиционные методы палеосейсмологии и археосейсмологии. Палеосейсмологический метод, основы которого в бывшем СССР заложены работами В.П. Солоненко (Солоненко, 1962, 1977, Солоненко, Хромовских, 1978), за прошед-

ший момент его создания десятилетия превратился в мощный инструмент выявления следов древних землетрясений, оценки их параметров и датировки (McCalpin, 2009). Авторы настоящей работы имеют долговременный опыт палеосейсмологических исследований еще с 1980-х годов (Корженков, Чедия, 1986) и затем неоднократно и успешно применяли его в разных регионах мира, выработав систему критериев идентификации и параметризации палеосейсмодислокаций (Чедия, Корженков, 1997, Корженков и др., 2010, 2018б, Родкин и др., 2015, Смекалин и др., 2015, Деев, Корженков, 2016, Овсяченко и др., 2017а, Варданян и др., 2018).

Хотя отдельные попытки археосейсмологических исследований известны довольно давно, в самостоятельное научное направление археосейсмология оформилась только в 1980-х годах (Stiros, Jones, 1996). Авторы настоящей работы имеют опыт использования археосейсмологического подхода в различных регионах (Korjenkov, Mazon, 1998, Винокуров и др., 2015, Корженков и др., 2016а, б, 2017, 2019а, б, Моисеев и др., 2018, 2019). Археосейсмологический и палеосейсмологический методы взаимно дополняют друг друга (Stiros, Jones, 1996), поэтому в своих работах мы широко используем их сочетание (Корженков, 2006, Корженков и др., 2016в, 2018в, Овсяченко и др., 2016, 2017б, 2019, Гмыря и др., 2019, Рогожин и др., 2019). Аналогичным образом мы действовали и при проведении представляемых в настоящей работе исследований, используя в том числе опыт, накопленный в ходе предыдущих исследований в Прииссыккулье (Корженков и др., 2014, 2015, 2016а, б, в, 2018а, б, Деев, Корженков, 2016, Деев и др., 2016).

Важным элементом настоящей работы стало использование аэрофотосъемки с помощью беспилотного летательного аппарата. Такого рода работы быстро входят в практику различных геолого-геофизических исследований (Алешин и др., 2019а, б, в). В наших исследованиях аэрофотосъемочные работы проводились с использованием квадрокоптера DJI PHANTOM 3 PROFESSIONAL. Их целью было получение детального изображения исследуемой территории в Алабаш-Конуролёнской долине, на участке между предгорьем Дувана и р. Ак-Терек.

Результаты проведенных полевых исследований в Ак-Терекском Аильном округе Юго-Восточной части Иссык-Кульской впадины. В результате анализа результатов дешифрирования на основе уже проведенных ранее исследований, а также опубликованных материалов была получена уникальная информация о древних поселениях на территории Алабаш-Конуролёнской впадины — обнаружен ранее неизвестный древний архитектурный комплекс.

Комплекс представляет собой крупное поселение, с трех сторон окруженное горами и преградой в виде заболоченных территорий, подпруженных сейсмическим уступом на левобережье реки Ак-Терек. У реки, в низине, наблюдаются остатки старых оборонительных стен толщиной 1-1.5 м. Они тянутся до самой надпойменной террасы р. Ак-Терек, перекрывая проход к комплексу с востока, севера и запада долины. В центральной части комплекса присутствуют многочисленные археологические памятники: средневековые каменные стены и сторожевые башни, курганы и храмово-ритуальные постройки, жилые здания и казармы (?). Храмовая часть ком-

плекса расположена на склоне гор Дувана; она окружена современными пастбищами и долиной с древними захоронениями площадью около 2 км².

Все это расположено на довольно большой территории, при этом каждый из уровней окружен своим ярусом оборонительной стены или вала. Местность, на которой расположено поселение, имеет удобное расположение и прикрытые тылы, она также богата заливаемыми водой пастбищами и лугами. Это обусловлено сложной морфологией рельефа, сформированной высокой тектонической и сейсмической активностью в этом регионе.

Так, предположительно на рубеже VIII-IX вв. н.э. здесь произошло катастрофическое землетрясение магнитудой $M = 7-8$, при котором активизировался участок протяженного, в несколько десятков километров, разлома — поддвигового сейсмоустапа со ступенчатым компенсационным грабеном — «Следом дракона» в его тылу (Корженков и др., 2018а). Во время сильного древнего землетрясения вдоль разломной зоны сформировалось несколько субпараллельных разрывов, которые прошли через комплекс в пределах третьего, второго и первого ярусов и привели к значительным разрушениям этого сакрального поселения.

Судя по архитектурным деталям, мы предполагаем, что, развалины построек когда-то представляли собой зороастрийский храм, построенный согдийскими поселенцами. Для этого религиозного сооружения подобное катастрофическое событие стало первым и последним в его существовании — слишком велики и многочисленны оказались разрушения. Так, в правой части комплекса, возле одного из передовых оборонительных уровней, произошло горизонтальное смещение стены на восток на 1,2

и вертикальное поднятие на 1,5 м. Также подверглась разрушению смотровая башня. Она оказалась на бровке новой структуры и частично сползла своим фундаментом в образовавшийся сейсмический ров — грабен, а вершина обрушилась в противоположную сторону. На месте некогда стоявшей стены образовалась «седловина» с разжиженными песками и мелким галечником, а площадку с башней вздернуло вверх и сместило на восток. Общее поднятие структуры в этой части комплекса составило 4 м.

Центральная часть комплекса разрушена не меньше. Сошедший оползень не только сильно деформировал, но и уничтожил большую часть ярусов центральной части, образовав конус выноса, перекрывающий всю центральную (возможно, жилую) часть комплекса и защищавшие ее два яруса стен. На линии третьего яруса стены мы обнаружили небольшие выступы — продолжения стен, которые перекрывают проход через горную долину на территорию комплекса. Предположительно третий ярус был замыкающей, самой верхней стеной и соединялся с башнями на бровке гор Дувана, которые представляли собой «маяки» с кострадами комплекса зороастрийского храма.

В западной — храмовой — части комплекса также произошли существенные изменения в структуре рельефа и строений. Нижние ярусы стены из-за многочисленных повреждений, в том числе в результате сельскохозяйственных работ, не поддались дешифровке и опознанию каких-либо архитектурных сооружений. Третий, самый верхний уровень сооружения, предположительно религиозного значения, также претерпел значительные разрушения, но исключительно сейсмического характера. Здесь произошло горизонтальное смещение в восточном направлении на 1,5 м и провал

стены, а также вертикальное поднятие на 1 м и частичное разрушение башен, о чем свидетельствует седловина, нарушившая целостность стены, и обрушенные против движения смещения башни, несмотря на их укрепленные контрфорсами тыловые части.

Выводы. Разрушение крупного археологического памятника VII-IX вв. н.э. еще раз наглядно показывает недостаточную сейсмологическую изученность региона и, как следствие, заниженную оценку сейсмической опасности. Согласно результатам архео- и палеосейсмологических работ, представленным в настоящей работе, интенсивность в данном регионе может достигать значений $I_0 > 9$ баллов. Это превышает принятый в настоящее время уровень оценки сейсмической опасности региона на карте ОСР ОСР Кыргызстана.

В связи с этим планируются дальнейшие научно-исследовательские работы по палео- и археосейсмологии на территории изученного комплекса совместно с археологами. Их основная цель — точное установление возраста и более детальное изучение произошедших катастроф.

Работа выполнена в рамках государственной программы научных исследований ИФЗ РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов: № 19-55-53017 ГФЕН _а... «Активная складчатость и сильные, связанные со складками землетрясения на Тянь-Шане и Большом Кавказе», № 18-55-41005 Узб_т... «Реконструкция эволюции геомагнитного поля в позднем голоцене для прогноза геодинамических и климатических изменений в будущем»; Международного научно-технического центра (грант № G-2153), средств государственной программ научных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

Литература

Алёшин, И.М., Иванов, С.Д., Корягин, В.Н., Матвеев, М.А., Морозов, Ю.А., Передерин, Ф.В., Холодков, К.И. Обзор применения легких беспилотных воздушных судов в геолого-геофизических исследованиях // Наука и технологические разработки. – 2019. – Т. 98. – №3. – С. 5-19. URL: <https://doi.org/10.21455/std2019.3-1>.

Богданович, К.И., Карк, И.М., Корольков, Б.Я., Мушкетов, Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1911 г. (4 января 1911 г.) // Тр. Геол. комитета. Новая серия. – 1914. – Вып. 89. – 256 с.

Корженков, А.М., Абдиева, С.В., Мажейка, Й., Муралиев, А.М., Фортуна, А.Б., Чаримов, Т.А., Юдахин, А.С. О неизвестных сильных голоценовых землетрясениях на юге Иссык-Кульской котловины, Тянь-Шань // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2014. – Т. 41. – №2. – С. 30-40.

Корженков, А.М., Абдиева, С.В., Рогожин, Е.А., Сорокин, А.А. Неизвестное сильное землетрясение в Иссык-Кульской котловине // Природа. – 2018а. – №3. – С. 24-35.

Деев, Е.В., Турова, И.В., Корженков, А.М., Лужанский, Д.В., Гладков, А.С., Родкин, М.В., Абдиева, С.В., Мажейка, Й.В., Рогожин, Е.А., Фортуна, А.Б., Му-

ралиев, А.М., Чаримов, Т.А., Юдахин, А.С. Результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в западной части Алабаш-Конуроленской внутригорной впадины (Южное Прииссыккулье, Кыргызстан) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – №7. – С. 1381-1392. URL: <https://doi.org/10.15372/GiG20160708>.

Солоненко, В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. – 1962. – №11. – С. 58-74.

Солоненко, В.П. (ред.). Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы – Новосибирск: Наука, 1977. – 303 с.

Корженков, А.М., Чедия, О.К. Новейшая структура и сейсмодислокации Тюлекской и Каракуджурской впадин (Тянь-Шань) // Изв. АН Кирг. ССР. – 1986. – №5. – С. 26-33.

McCalpin, J.P. (ed.). Palaeoseismology 2nd Edition. (International Geophysics. Vol. 95). Academic Press, 2009. – 629 p. ISBN: 9780123735768.

Stiros, S., Jones, R.E. (eds.). Archaeoseismology. British School at Athens. Fitch Laboratory Occasional Papers – Institute of Geology & Mineral Exploration, 1996. – 268 p. ISBN-13: 978-0904887266.

РЕЛЬЕФ В РЕКРЕАЦИИ: УСЛОВИЕ И РЕСУРС

РЕКРЕАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Акпамбетова К.М.

*Карагандинский университет имени академика Е.А. Букетова, Караганда, Казахстан,
akamshat@yandex.ru*

Аннотация. Геоморфологическое районирование Центрального Казахстана необходимо для решения ряда практических задач и, в первую очередь, для целей рационального использования природных ресурсов. При геоморфологическом районировании Центрального Казахстана учтены основные принципы районирования: 1. объективность; 2. полная делимость; 3. генетическая и историческая обусловленность; 4. сочетание всей системы факторов рельефообразования, 5. связь с современными географическими условиями.

Ключевые слова: рельеф, районирование, Кокшетауская возвышенность, Тенизская впадина, туристско-рекреационные объекты

Введение. Геоморфологическое районирование представляет собой многоступенчатую систему, состоящую из таксонов различного ранга. Крупные таксоны определены на основе учёта наиболее общих признаков, а более мелкие — частных признаков (Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. и др., 1980). При геоморфологическом районировании Центрального Казахстана учтены основные принципы районирования: 1. объективность; 2. полная делимость; 3. генетическая и историческая обусловленность; 4. сочетание всей системы факторов рельефообразования, 5. связь с современными географическими условиями.

Материалы и методы исследования. В строении территории Центрального Казахстана принимают участие дислоцированные толщи докембрийских, нижнепалеозойских, а также девонских, каменноугольных и частично пермских пород. Мезо-кайнозойские

породы встречаются только во впадинах. В структурном отношении Центральный Казахстан представляет собой сложное поднятие, ограниченное синеклизами — Тургайской, Шуйской и Иртышской. На фоне общего поднятия выделяются мелкие локальные структуры. Значительную роль в геологическом строении имеют магматические и метаморфические породы. Отчётливо выражены кольцевые морфоструктуры. Для всей территории характерен аридный климат. Интенсивно протекают процессы солончакового выветривания и дефляции. В весенний период и летом при ливнях бурно протекают процессы эрозии и аккумуляции.

Рельеф Центрального Казахстана отличается широким развитием цокольных равнин и возвышенностей со специфическим мелкосопочным типом расчленения, на фоне которых выделяются массивы низкогорий и среднегорий. К орографическим особенностям относятся общая приподня-

тость, дифференциация на крупные впадины и возвышенности, наличие островных гор и их разнообразие в ориентировке. Отличительной чертой рельефа является также монолитность и относительно слабое развитие крупных внутренних впадин. В западной части Казахского мелкосопочника выделяются Кокшетауская и Улытауская возвышенности, разделённые равнинами Тенизской впадины. В восточной части мы не наблюдаем такой дифференциации.

Кокшетауская возвышенность вытянута в широтном направлении. На общем фоне приподнятой пологохолмистой денудационной равнины с высотой около 400 м выделяются обособленные низкогорные массивы, приуроченные к гранитам. Наиболее высокие горы — Имантау (621 м) и Синюха (887 м).

Меридиональное направление гор Улытау придают им овальную форму. Среди денудационных равнин с высотами 500-600 м выделяются островные горы с отметками от 757 м (г. Жаксы Арганаты) до 1113 м (г. Улытау).

Равнины Тенизской впадины имеют широтное направление. Большая часть впадины представлена плоскими аккумулятивными равнинами Есиля (Ишим) и Нуры с абсолютными отметками 250-400 м. В бассейне Терысаккана и в месте изгиба Есиля большие придолинные площади резко расчленены и превращены в приречный мелкосопочник. Северо-западная часть впадины дренируется реками бассейна Есиля, юго-восточная — бессточная. Здесь сосредоточена большая группа озёр, в том числе Тениз и Кургальджин.

К востоку от Улытауской возвышенности находится Сарысу-Тенизский водораздел с высотами 600-800 м субширотного прости-

рания, переходящий в обширный Центрально-Казахстанский низкогорный пояс. В западной части пояса (верховья р.р. Атасу, Моинты, Жаман-Сарысу) на фоне денудационного уровня высотой около 700 м., выделяются островные горы Бугылы (1187 м) и Жаксы-Тагалы (1041 м). В центральной части пояса поднимаются горные массивы Кызылтас (1327 м), Каркаралы (1403 м), Кызыларай (1565 м), Кент (1469 м), Кошубай (1559 м) и Кобыртемирши (1369 м), сложенные в основном гранитами. На востоке Центрально-Казахстанский низкогорный пояс замыкается горной системой Шынгиза. Для хребтов характерно преобладание северо-западных простираний (Хан Шынгиз 1145 м, Шынгизтау 1078 м, Акшатау 1305 м), сменяющихся к югу на субширотное (Герасимов И.П., Асеев А.А., Горелов С.К. и др., 1975).

К северу и югу от Центрально-Казахстанского низкогорного пояса происходит ступенчатое снижение высот. В хребте Шынгизтау выделяются денудационные поверхности на абсолютных отметках около 900, 820, 700 и 600 м. Ниже 600 м происходит плавное снижение денудационных равнин к озеру Балхаш с абсолютной отметкой 340 м.

Речная сеть к югу от водораздела имеет древовидный рисунок и принадлежит к бассейнам Аральского моря и озера Балхаш. Между ними находится Шу-Балхашский водораздел, представленный широкой полосой денудационных равнин с высотами 500-550 м и островными возвышенностями. Практически все реки — временные водотоки. До Балхаша доносит свои воды только р. Аягуз.

К северу от Центрально-Казахстанского низкогорного пояса отмечаются две

крупные ступени рельефа. Средняя ступень представлена денудационными равнинами с отметками 500-600 м, на фоне которых выделяются островные низкогорья — Баянаульские, Кызылтау, Нияз и др. Низкая ступень выражена денудационными равнинами (250-300 м) и отдельными изолированными возвышенностями.

Большой интерес для орографической характеристики северного склона Центрально-Казахстанского низкогорного пояса имеет ориентировка островных горных массивов средней ступени. Островные горы Нияз (834 м) и Ерейментау (897 м) вытянуты в меридиональном направлении, Баянаульские (1072 м) и Жельтау (959 м) — в субширотном. Кызылтау (1055 м), Аркалык (871 м) и Мыржик (969 м) характеризуются северо-западной ориентировкой. На средневысотной ступени выделяется небольшая замкнутая впадина оз. Карасор субширотного простирания. Низкая денудационная ступень имеет наклон к северо-востоку. Наиболее крупным низкогорным массивом в её пределах являются горы Семейтау (606 м). В послегеосинклинальной истории рельефа Центрального Казахстана выделяют три этапа: досреднеолигоценовый, среднеолигоцен-нижнеплиоценовый и среднеплиоцен-четвертичный (Сваричевская З.А., 1965). От древних этапов развития сохранились реликтовые элементы рельефа и коррелятные отложения в древних долинах и обширных понижениях Нура-Тенизской и Сарысуйской впадин; коры выветривания, приуроченные к пологоволнистым участкам территории.

Результаты исследования. В морфоструктурном отношении Центральный Казахстан — это сложно построенный, относительно молодой щит. Три морфо-

структуры, расположенные в юго-восточной части щита, отличаются по высотам, характеру рельефа и геологическому строению. Эти различия определили деление страны Центрального Казахстана на две геоморфологические провинции: Центральноприбалхашскую и Северо-Западный Казахстан (Воскресенский С.С. и др., 1980).

Центральноприбалхашская провинция разделена на три области. Область Кызыларай-Шынгизтау образована горами Кызыларай, Каркаралинскими горами и Шынгизтау. Высоты в осевой части достигают 1600 м. Выровненный рельеф междуречий рассматривают как приподнятый древний пенеплен. На их поверхности выступают коренные породы. Заострённые вершины гряд приурочены к выходам кварцитов нижнего кембрия и ордовика. Сохранившиеся участки древнего пенеплена окаймлены полосами крутосклонного, глубоко расчленённого эрозионного рельефа. Туристско-рекреационные объекты: Баянаульский национальный природный парк включает живописные ландшафты гор Баянаул. Массив сложен гранитами, процессы выветривания придали им самые разнообразные формы. Озёра Жасыбай, Сабындыколь, Торайгыр лежат среди низкогорий, покрытых сосновым и берёзово-осиновым лесом. Каркаралинский национальный природный парк в Каркаралинских горах. На гранитных скалах процессами выветривания образованы различные формы как, например, ниши, ячеи выдувания и др. Имеется ряд ботанических и зоологических заказников. Склоны гор покрыты сосновыми редколесьями, берёзовыми и осиновыми лесами; на вершинах — живописные озёра (Чигаркин А.В., 2000).

Область Северного Прибалхашья про-

тягивается не широкой полосой севернее озера Балхаш. Здесь преобладает полого-склонный эрозионно-денудационный рельеф. На междуречьях выступают высокие и крутосклонные сопки. На кварцитах формируется грядовомелкосопочный рельеф, на менее твёрдых породах — беспорядочный мелкосопочник. Абсолютные высоты колеблются в пределах 500-700 м. Вершины сопок куполовидные. На приподнятых участках склоны скалистые и крутые — 12-30°. Туристско-рекреационные объекты — ботанический заповедник Туранговый охватывает низовья долины р. Токрау с редколесьями тополя-туранги; северное побережье озера Балхаш.

Область Западного Прибалхашья представляет собой поднятие с высотами 150-180 м. Рельеф области равнинный, незначительно расчленённый. Встречаются изолированные островные горы. Туристско-рекреационные объекты включают Чу-Илийские горы, аридные формы рельефа, аридный ландшафт.

В провинцию Северо-Западный Казахстан входят семь геоморфологических областей. Область Кокшетауской возвышенности охватывает холмогорья и низкогорья. Горы Кокшетау поднимаются над окружающей равниной на 300 м. Кокшетауский район отличается большой дифференцированностью и расчленённостью, ровные поверхности с большими участками сохранившегося древнего пенеплена приурочены к Атбасарскому району. Туристско-рекреационными объектами являются в области Кокшетауский национальный парк. Здесь расположены горные озёра Большое и Малое Чебачье, Боровое, Щучье. Склоны гранитных гор покрыты сосновыми лесами и берёзовыми редколесьями. Область характеризуется наличием ряда зоологиче-

ских и ботанических заказников.

Область Улытау. Горы Улытау вытянуты в меридиональном направлении. Абсолютные высоты местности от 500 до 1110 м. Горы сложены гранитами, сланцами, песчаниками и конгломератами. Окрестности вокруг гор представляют собой типичный мелкосопочный рельеф. Туристско-рекреационными объектами являются Караагашский зоологический заповедник, Улытауский зоологический заповедник, а также множество стоянок эпох палеолита и неолита: здесь находится одна из крупнейших мастерских эпохи палеолита, расположенная на берегу р. Каракенгир, вблизи мазара Дузен. Памятники эпохи бронзы — поселения, некрополи и мавзолеи бегазы-дандыбаевской культуры. В горах Улытау наскальные рисунки древних художников запечатлены на гранитных скалах Теректы-аулие, Зынгыртас, Арганаты.

Центральную часть провинции занимает область Нура-Тенизская. Поверхность равнинная, с уклоном в сторону озёр Тениз и Кургальджин. Высотные отметки на уровне 300-420 м. В основании равнины залегает складчатый фундамент, сложенный палеозойскими отложениями. Геологические структуры хорошо выражены в рельефе: сопки вытянуты по простиранию горных пород, а речные долины заложены вдоль зон древних разломов. В туристско-рекреационные объекты включены Кургальджинский государственный заповедник, его территория охватывает пресное озеро Кургальджин, часть солёного озера Тениз с заболоченными низовьями рек Нура и Куланотпес, участками типчаково-ковыльной степи. Здесь находится самое северное гнездовье розового фламинго.

Слабоволнистая цокольная равнина с

высотами 500-550 м представляет собой область Карагандинскую. Равнинность рельефа нарушена многочисленными островными горами. Высоты гор на востоке области превышают 1000 м. На западе с понижением высот всей равнины уменьшаются высоты и островных гор. Много замкнутых котловин с озёрами и солончаками. Долины рек чётко выражены. Туристско-рекреационные объекты: Кызылтасский, Бирлестинский и Бектауатинский заповедники. Они расположены в пределах островных горносопочных массивов с характерным разнообразием лугово-степных ландшафтов и редколесий; солёное озеро Карасор.

Область Иртыш-Селетинская в рельефе представляет собой наклонную равнину, расчленённую эрозией, и пластовое плато с неглубоко лежащим складчатым палеозойским фундаментом. Широкие плоские поверхности заняты озёрными котловинами. С выходом на поверхность палеозойского фундамента связаны сопки и сопочные массивы. Туристско-рекреационные объекты — пойма долины реки Иртыш, лесные ландшафты и озёрные ландшафты поймы Иртыша, лесостепные и водно-болотные угодья, ленточный сосновый бор.

Область Сарысуйская — прилегающая к долине реки Сарысу территория. Невысокие сопки поднимаются над выровненными цокольными равнинами. Вдоль р. Сарысу тянется полоса аккумулятивного рельефа. Туристско-рекреационные объекты: Бугулинский зоологический заповедник, Караагашский зоологический заповедник, Акбаурский и Ортауский зоологический заповедники. Территория заповедников включает горы и горносопочные массивы Бугылы, Айгыржол, Кызылтау, Ортау.

На юго-западном склоне палеозойско-

го щита расположена область Бетпақдалинская. В рельефе — это цокольная равнина с редкими островными горами или сопочными массивами. Неглубокие долины рек и сорово-солончаковые котловины слабо нарушают общую равнинность рельефа. Туристско-рекреационные объекты: горносопочные массивы центральной части Бетпақдалы, котловина солёного озера Каракайын, пески Жетиконыр, аридные ландшафты.

Выводы. Разработки месторождений полезных ископаемых, наличие карьеров и шурфов без их последующей рекультивации, подтопление рельефа отработанными шахтными водами, наличие закрытых шахт без их последующей рекультивации, наличие отвалов пустой породы привели к заболачиванию, подтоплению и просадке большей части территории Центрального Казахстана. При геоморфологическом районировании необходимо выделять в особую группу или область такие территории. Техногенный рельеф, как показывает зарубежный опыт, может представлять собой достаточный ресурсный потенциал после проведения необходимых мероприятий, и Центральный Казахстан обладает им.

Литература

Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др. — М.: Высш. Школа, 1980. — С. 3-12, 109-112.

Равнины и горы Средней Азии и Казахстана / под ред. И.П. Герасимова, А.А. Асеева, С.К. Горелова и др. — М.: Наука, 1975. — С. 214-215.

Сваричевская, З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии — Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. — С. 157-158.

Чигаркин, А.В. Региональная геоэкология Казахстана — Алматы: Изд-во Қазақ университеті, 2000. — С. 84-108, 125-127

УНИКАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ ЩЕРБАКОВСКОЙ ИЗЛУЧИНЫ НИЖНЕЙ ВОЛГИ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ С ЦЕЛЬЮ СОЗДАНИЯ ПРИРОДНОГО ПАРКА

Брылев В.А., Дедова И.С.

ФГБОУ ВО «Волгоградский государственный социально-педагогический университет»
(ВГСПУ), Волгоград, Россия, itrofimova@yandex.ru

Аннотация. В статье приведены сведения об уникальном рельефе Щербаковской излучины Нижней Волги как заповедной территории. Отмечены реликтовость форм (ярусы рельефа, древние оползни, морская терраса), их сохранность с неогена-плейстоцена. Приведены сведения о тектонических процессах территории и обусловленных ими формах (тектонические обрывы, тектонические долины, зоны трещиноватости пород). Особо отмечены уникальные по глубине и живописности эрозионные формы, долины малых степных рек, а также связанные с историческими событиями прошлого отдельные холмы, местности, долины.

Ключевые слова: ярусный рельеф, природный парк, Щербаковская излучина, Столбичи, Щербаковский сброс

Введение. В формировании пространственной структуры особо охраняемых природных территорий (ООПТ) первостепенная роль принадлежит литогенной основе. Рельеф и геологическое сложение любой территории — важный средообразующий компонент, определяющий потоки вещества и энергии, а также хронологическую изменчивость геосистем различного ранга. Поэтому рельеф играет важную роль в заповедывании природы, служит своеобразным «геоморфологическим зеркалом» ландшафта. Особыми критериями при обосновании ООПТ служат уникальность форм, их реликтовость, эстетическая и рекреационная привлекательность. Подобное сочетание критериев для заповедывания природы мы отмечаем для речных долин Волгоградской области, с которыми и связано формирование природоохранного каркаса Волгоградской области в 1999-2005 гг. Особо выделяется рельеф высоких правобережий рек, имеющий в Волгоградской области реликтовый

характер и представленный ярусами или плато, сформировавшимися в течение неоген-плейстоцена и несущими следы многообразных экзогенных процессов как прошлого, так и настоящего. В данной статье мы рассмотрим Щербаковский природный парк, рельеф которого соответствует отмеченным ранее геоморфологическим критериям заповедывания.

Щербаковский природный парк был организован в 2002 г., и приурочен к высокому Волжскому Правобережью, а точнее, к одноименной долинной излучине. Щербаковская излучина расположена на границе Саратовской и Волгоградской областей. Эта излучина первого порядка или макроизлучина (Трофимова, 2008) выработана в коренных породах мезозоя и кайнозоя, образующих Приволжскую моноклиналь (возвышенность), осложненную Щербаковским сбросом. Географически северной границей излучины является крупный денудационный останец Дурман-гора (+ 190 м абс. выс.), а на юге- Ураков бугор

(абс. выс. + 90 м.), очень четко ограниченные от береговых высот.

Материалы и методы. Рельеф Щербаковской излучины изучался нами и другими сотрудниками кафедры географии, геоэкологии и методики преподавания географии ВГСПУ на протяжении полувека. Поэтому в основу статьи положены как многократные полевые исследования, так и камеральные, представленные материалами стереоскопического изучения крупно- и среднемасштабных аэрофотоснимков Аэрогеологического треста (г. Москва), Волгоградского научно-исследовательского проектного института нефтяной и газовой промышленности, дешифрирования космофотоматериалов высокого разрешения, а также геолого-геоморфологические и комплексные ландшафтные профили, картографические произведения, в том числе выполненные с использованием ГИС-технологий. Теоретической основой служат труды М.В. Пиотровского (1945), С.К. Горелова (1957), А.В. Цыганкова (1971), В.А. Брылева (2005), и других ученых (Брылев, Трофимова, 2008).

Результаты исследования и обсуждения. В геоморфологическом отношении Щербаковская излучина приурочена к структурному выступу Приволжской моноклинали с контрастным ярусно-эрозионным реликтовым рельефом. Он был создан в результате воздействия экзогенных процессов (выветривания, эрозии, трансгрессии хвалынского моря, а в последнее время — и антропогенного фактора) на аккумулятивно-денудационную полигенетическую поверхность, датированную олигоцен-миоценовым планационным геоморфологическим циклом.

Результатом эволюции территории и является ярусный рельеф. Он состоит из

верхней исходной поверхности неогенового возраста, с абсолютными отметками от +280 до +240 м. Это плоское ровное плато, сложенное неустойчивыми к денудации породами — песками камышинской свиты и трещиноватыми опоками сызранского яруса палеоцена, ограниченное довольно крутыми склонами относительной высоты 50-80 м (Геоморфология Волгоградской области, 2017).

Нижний ярус рельефа с отметками +120...+160 м, выработанный на поверхности верхнемеловых пород (опоки сантона и кампана) и палеоценовых пород в конце-плиоцена-плейстоцене. Эта ступень рельефа густо прорезана оврагами, балками и промоинами (Селезнева, Дедова, 2019), а также довольно заметными долинами малых рек — Даниловки, Щербаковки, Галки. Первая из них в административном отношении расположена в границах двух соседних областей — Саратовской и Волгоградской. В плане долина имеет серповидную форму, врез её в коренные породы составляет 120-160 м, борта крутые, осложненные оползневыми террасами, и в целом, это наиболее грандиозная долина, относимая нами к типу каньона.

Другая долина р. Щербаковки в морфологическом отношении аналогична предыдущей. Влияние Щербаковского сброса предопределило формирование резкого излома её среднего течения. Долина р. Щербаковки относится к типу тектонических долин с крутыми склонами, осложненными оползнями. Наиболее крупный из них — Мостовская гора или Лосиный хребет, представляющий запрокинутый по водоупорам маастрихтских глин и аргиллитов блок сызранских опок относительной высоты над урезом воды в реке в 50 м. Кроме речных

долин, для излучины характерны живописные глубокие балки и овраги, такие как Сорочий, Буйдаков буерак, Стенькина тюрьма. Глубина их вреза также значительная и составляет 80-100 м, а сами эрозионные системы имеют вид теснин. К северу, в Саратовской области, на поверхности мелового пласта сформирована обширная структурная терраса, на которой, согласно местным легендам, располагался разбойничий, а потом и казачий лагерь разинского восстания. Крутой обрыв этой террасы, обращенный к Волгоградскому водохранилищу, носит название «Утес Степана Разина», и вся местность связана с историей захвата этой части Нижнего Поволжья донскими казаками. Свидетельством этого также является упомянутый ранее ороним Стенькина Тюрьма.

Современная ширина и глубина вреза долин не соответствуют узким мелководным водотокам, и в целом отражают их эволюцию в условиях климатических циклов неоген-квартера, неотектонического поднятия территории и колебания уровня Палео-Каспия.

Также заметной ступенью рельефа является аккумулятивно-абразионная хвалынская терраса, расположенная на отметках +40...+50 м.

Её развитие связано с наиболее обширной трансгрессией Палео-Каспия, когда море абрадирировало склоны Приволжской возвышенности, активизировало оползнеобразование (Брылев, Корхова, 2010), а морской бассейн проник в устьевые части долин малых рек и балок. Породы, которыми сложена терраса, представлены в виде обнажений в устьях малых рек и балок. Это тонкодисперсные осадки: бурые или «шоколадные» тонкослоистые глины, кварцевые

алевролиты, бурые бесструктурные суглинки. Еще одна геоморфологическая достопримечательность Щербаковской излучины — это Столбичи, представляющие собой живописные отвесные обрывы, поднимающиеся над урезом водохранилища почти на 50 м (Брылев и др., 2009). Они сложены палево-желтыми трещиноватыми опоками сызранского яруса, которые поволжские немцы именовали «гольдштейн», т.е. «золотой камень», и имеют вид 10-ти колонн или столбов. Столбичи маркируют тектоническую трещину Щербаковского сброса. К северу от них отмечается зона механического растяжения горных пород, которая адаптирована глубокими промоинами и рытвинами, осложнена шлейфами осыпей, спускающимися к урезу Волгоградского водохранилища и резко переходящая в массив слоистых маастрихтских глин и аргиллитов серого цвета. Таким образом, формирование уникальности и неповторимости облика Столбичей связано с влиянием Щербаковского сброса и трещиноватости горных пород, слагающих территорию. Рядом геоморфологов Столбичи признаны геолого-геоморфологическим памятником природы (Особо охраняемые природные территории..., 2006).

Крайне южным окончанием Щербаковской излучины служит останец Уракова бугра, который следует отнести к природно-историческим памятникам. Ценность объекта состоит в обилии антропогенных подземных форм, проникающих в толщи пород на значительное расстояние. Эти пещеры и штольни являются, как полагают, старинными горными выработками, т.к. несут на стенках следы кирки, кайла и прочего горного инструмента. Выработка их вероятно произошла в XVIII в. и связана с

поселениями здесь немцев-колонистов, активно использовавших местный песчаник как строительный камень. С окрестностями Уракова бугра связаны более ранние следы пребывания человека, также использующего местный каменный материал. Это находки неолитических каменных орудий, могильники бронзового века и более поздние средневековые золотордынские захоронения. В годы Сталинградской битвы на Ураковом бугре располагалась зенитная противовоздушная батарея, контролирующая северный фланг битвы на Волге.

Выводы. Таким образом, уникальный рельеф Щербаковской излучины Волги отвечает геоморфологическим критериям заповедывания, среди которых можно выделить следующие:

Реликтовые формы — собственно неоген-плейстоценовый ярусный рельеф, представленный двумя полигенетическим поверхностями выравнивания и хвалынской морской аккумулятивно-абразионной террасой; древние оползни, имеющие хвалынский возраст.

Уникальные формы — эрозионные останцы, несущие фольклорно-историческую нагрузку, экзотические обрывы Столбичей, дизъюнктивный рельеф правобережья Волгоградского водохранилища, Щербаковской речной долины.

Эстетически привлекательные — долины малых рек и балок, на днище которых развиты пойменные и байрачные леса, а вдоль склонов обильны родники и водопроявления сызранского водоносного горизонта.

Антропогенные — рукотворные старинные пещеры и штольни, заброшенные поселения немецких колонистов, археологические объекты (курганы, могильники).

Литература

Брылев, В.А., Дедова, И.С., Дьячен-

ко, Н.П. и др. Геоморфология Волгоградской области – М.: Планета, 2017. – 224 с.

Брылев, В.А., Трофимова, И.С. Формирование рельефа больших коренных излучин Волго-Донского водораздела (в пределах Волгоградской области) // Геоморфология. – 2008. – № 3. – С. 77-85. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-3-66-73>.

Горелов, С.К. Геоморфология и новейшая тектоника Правобережья Нижней Волги // Труды Института Географии. – 1957. – Вып. 19. – 140 с.

Корхова, Ю.А. Древние и современные оползни Волгоградского правобережья Волги: дисс...канд. геогр. наук – М., 2012. – 168 с.

Пиотровский, М.В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья // Известия АН СССР. Сер. географ. и геофиз. – 1945. – № 2. – С. 146–163.

Особо охраняемые природные территории Волгоградской области / под ред. В.А. Брылева. – Волгоград: Альянс, 2006. – 256 с.

Оползни Среднего и Нижнего Поволжья и меры борьбы с ними / под ред. Е.В. Милановского, М.П. Семенова. – М.-Л.: Главная редакция строительной литературы, 1935. – 252 с.

Селезнева, А.В., Дедова, И.С. Морфогенетический анализ эрозионного рельефа Волгоградского правобережья // Геоморфология. – 2019. – №4. – С. 88-101. URL: <https://doi.org/10.31857/S0435-42812019488-101>.

Тимофеев, Д.А. Стадии формирования поверхностей выравнивания и вопросы терминологии и классификации / Поверхности выравнивания: мат-лы к XIX Пленуму Геоморфологической Комиссии РАН. / под ред. Г.Ф. Уфимцева. – Иркутск, 1970. – С. 14–18.

Цыганков, А.В. Морфоструктура Нижнего Поволжья: автореф. дисс. ... доктора геогр. наук. – М., 1967. – 5 с.

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ
РЕКРЕАЦИОННЫХ СВОЙСТВ РЕЛЬЕФА
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ АНД**

Гринфельдт Ю.С.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
y.greenfeldt@gmail.com*

Аннотация. Данная исследовательская работа заключается в многофакторной оценке природно-рекреационных ресурсов Венесуэлы, проведении анализа для выявления физико-географического района страны с максимальной степенью освоенности для различных видов рекреации. В основу работы положены литературные и статистические источники международных и национальных баз данных, космические снимки. Исследование на страновом уровне для Венесуэлы проводилось на основе физико-географического районирования. В пределах страны выделено 6 районов: Карибские Анды, Низменность озера Маракайбо, Северо-Западные Анды, Льянос, Гвианское нагорье и Дельта Ориноко (Гринфельдт и др., 2017). Метод комплексной климатологии, разработанный Н.А. Даниловой лег в основу определения комфортности климата физико-географических районов Венесуэлы для рекреации (Данилова, 1980). Согласно методике А.В. Бредихина изучаемая территория представлена, как рекреационно-геоморфологическая система. В данной работе мы рассматриваем рекреационно-геоморфологические системы с точки зрения геоморфологического положения и группы аттрактивных функций рельефа (Бредихин, 2010). Методика использована для мелкомасштабного исследования рекреационно-геоморфологических систем физико-географических районов Венесуэлы. Среди физико-географических районов Венесуэлы с учетом особенностей рельефа выделяются рекреационно-геоморфологические системы Северо-Западных Анд, так как там представлены практически все РГС, подтверждая тем самым высокую аттрактивность района для различных видов рекреации. Так, задачи исследования на страновом уровне состояли в анализе статичных и динамичных факторов, в оценке климата, выделении основных рекреационных свойств рельефа, анализе структуры особо охраняемых природных территорий. Для физико-географического района Северо-Западных Анд Венесуэлы на региональном уровне проанализирована ландшафтная структура (с фокусом на рекреационных свойствах рельефа), с помощью пространственных данных определены типы рекреационных занятий, проведена оценка ландшафтов по степени рекреационной освоенности.

Ключевые слова: рекреация, свойства рельефа, Южная Америка, Анды, пространственный анализ

В современном мире рекреация становится значимым направлением использования природных ресурсов. Венесуэла располагает высоким ландшафтным разнообразием — ведущий фактор формирования рекреационной и туристской дея-

тельности. Так, разнообразие природных условий страны, большие площади нетронутых горных ландшафтов являются основными предпосылками для формирования экологического и спортивного туризма (Габдрахманов, 2014).

Продолжительность благоприятного периода для развития рекреации в среднем по всей стране достаточно высока и составляет 174 дня в году. Данный факт обусловлен расположением Венесуэлы в пределах субэкваториального типа климата, что обеспечивает большое количество солнечных дней и теплой погоды. Однако, с учетом региональных особенностей наиболее продолжительным благоприятным периодом обладает физико-географический район Северо-Западных Анд — 290 дней или 9,7 месяцев, то есть его территория по климатическим показателям может использоваться в целях рекреации, практически круглогодично.

Основу определения рекреационных свойств рельефа для Венесуэлы составляет метод выделения рекреационно-геоморфологических систем, разработанный А.В. Бредихиным (Бредихин, 2010). Наиболее разнообразными рекреационными свойствами рельефа обладают физико-географические районы Северо-Западных Анд и в чуть меньшей степени Гвианское плоскогорье, в Северо-Западных Андах выделяются такие рекреационно-геоморфологические системы (РГС), как долинные, предгорные контактные, изолированные горных вершин. Разнообразие определяет высокую аттрактивность района для различных видов рекреации (кроме пляжно-купальной). Наименьшее разнообразие РГС представлено в районе Дельты Ориноко — это исток-устьевые РГС, которые развиваются слабо из-за сезонной затопляемости и неблагоприятной экологической ситуации ввиду расположения урбанизированных и портовых систем. В пределах физико-географического района озеро Маракайбо также развит только один тип РГС — контактные морские береговые на аккумулятивных берегах, где распростра-

нена только пляжно-купальная рекреация.

В пределах физико-географических районов Венесуэлы проанализирована структура особо охраняемых природных территорий Венесуэлы по физико-географическим районам, которое дает нам представление о степени сохранности природных ландшафтов с одной стороны, и возможностях развития природно-познавательной рекреации или экотуризма с другой. Более половины площади района ООПТ занимают в физико-географических районах Гвианского плоскогорья, Дельты Ориноко и Северо-Западных Анд (75, 57 и 50%, соответственно).

Для анализа туристско-рекреационных ресурсов района составлена карта типов ландшафтов. В пределах изучаемой территории выделено 6 типов ландшафтов, основанных на морфоструктурном строении и высотном положении. На основании дифференциации по изменению температурных показателей и влажности воздуха, хорошо коррелирующих с потенциальной растительностью, было выделено 24 подтипа данных ландшафтов (Huber et al., 1988; Faruk Alaeddinoglu et al., 2010).

Наибольшую площадь (31%) занимают ландшафты, расположенные в пределах низкогорий складчато-глыбовых гор, 16% — среднегорья складчато-глыбовых песчаннико-сланцевых гор с вечнозелеными туманными лесами. Прочие типы ландшафта физико-географического района Северо-Западных Анд представлены практически равномерно. Кроме природных определены селитебные ландшафты и земли с мозаикой лесов и сельскохозяйственных угодий (преимущественно пашни). Они прослеживаются в пределах всех типов ландшафтов, но наибольшее распространение получили в границах низкогорий склад-

чато-глыбовых песчаниковых гор.

Территория физико-географического района Северо-Западных Анд насыщена элементами туристской инфраструктуры, которые распределены в основном в зависимости от морфоструктурного строения поверхности района. Основу туристической инфраструктуры составляют места размещения туристов — данные объекты образуют скопления в пределах высокогорий, среднегорий и межгорных долин. Концентрация мест размещения приурочена, прежде всего, к населенным пунктам. Плотность дорожной сети имеет низкий показатель (0,44 км/кв. км), и выступает лимитирующим фактором для использования туристско-рекреационных ресурсов. С другой стороны — пока это гарантия сохранения природных ландшафтов. В распределении населенных пунктов прослеживается некоторая приуроченность к предгорьям и низкогорьям Северо-Западных Анд, а также к межгорным долинам (Mapping..., 2013).

Вариативность рекреационных занятий в пределах физико-географического района сводится к спортивной, природно- и культурно-познавательной рекреации (пешие походы, горные восхождения, парапланеризм, наблюдение за птицами, посещение культурных объектов, посещение ООПТ, конный туризм, велотуризм, катание на внедорожниках). Распространение рекреационных занятий непосредственно привязано к элементам инфраструктуры, поэтому в некоторых уникальных и эстетически привлекательных ландшафтах рекреационные занятия развиты недостаточно, имея высокий природный потенциал.

Пространственный анализ данных по размещению рекреационных занятий в пределах типов ландшафтов Северо-За-

падных Анд позволил выявить некоторые закономерности:

- большинство пеших маршрутов распространено практически во всех типах ландшафтов. Начинаются они, как правило, в населенных пунктах, которые, в свою очередь располагаются в пределах межгорных долин (г. Мерида) и низкогорий;

- на территории района преобладает катание на горных велосипедах над пешими восхождениями. Большая протяженность веломаршрутов в пределах среднегорий и высокогорий, где уклон поверхности и расчлененность рельефа, соответствуют требованиям для данного вида рекреационного занятия;

- наибольшая протяженность маршрутов горных восхождений наблюдается в пределах привершинных и вершинных поверхностей складчато-блоковых кристаллических гор с кустарниковой степью парамоса;

- маршруты для катания на внедорожниках являются некольцевыми, по протяженности в среднем составляют 52 км и проходят, в основном от одного населенного пункта до другого. Вследствие — высокая протяженность маршрутов в пределах низкогорий с мозаикой лесов и пашен, где расположено самое большое количество населенных пунктов (708);

- расположение точек для парапланеризма зависит от геоморфологических особенностей, а именно, уступа на высоте от 1500 метров, формирующих воздушных потоков, обеспечивающих набор высоты и эстетическая привлекательность ландшафтов (межгорные долины с ксерофитными кустарниковыми редколесьями);

- точки наблюдения за дикой орнитофауной располагаются преимущественно

на территории национального парка Сьерра-Невада в пределах ландшафтного типа привершинных и вершинных поверхностей с кустарниковой степью парамоса;

- наибольшее количество культурно-познавательных объектов располагается в низкогорьях в пределах освоенных ландшафтов, представленных мозаикой лесов и сельскохозяйственных угодий.

Согласно проведенному пространственному анализу данных рекреационного использования в пределах типов ландшафтов физико-географического района Северо-Западных Анд было произведено их объединение в следствие преобладающего использования рекреационных ресурсов и оценена степень рекреационной освоенности.

Оценка по степени рекреационной освоенности ландшафтов физико-географического района Северо-Западных Анд показала, что 66% ландшафтов имеют среднюю степень освоенности, 13% — высокую и 21% — низкую. Высокая степень освоенности соответствует в основном межгорным долинам, среднегорьям и привершинным и вершинным поверхностям с преобладающим развитием видов рекреации. В равном соотношении, высокая степень освоенности присутствует как в условно-коренных ландшафтах, так и в трансформированных, представленных мозаикой лесов и сельскохозяйственных угодий. Низкая степень освоенности присуща, в основном, предгорьям и среднегорьям с вечнозелеными постоянно-влажными или полулистопадными лесами. Труднодоступность данного типа ландшафта имеет большую значение для сохранения природного комплекса.

Проведенное двухуровневое исследование может быть использовано для территориального планирования, выявления новых

ресурсов для организации рекреации, а для физико-географического района Северо-Западных Анд изменение направлений и плотности транспортной сети, развитие сферы обслуживания в местах отдыха, охраны и воспроизводства рекреационных ресурсов.

Литература

Бредихин, А.В. Рекреационно-геоморфологические системы – Смоленск: Ойкумена, 2010. – 328 с.

Габдрахманов, Н.К. Кластерный анализ в туристско-рекреационном позиционировании региона / Физическая культура, спорт, туризм: научно-методическое сопровождение: сб. матер.– Пермь: Астер, 2014. – С. 77-80

Гринфельдт, Ю.С., Ерофеева, Д.А. Оценка ландшафтно-рекреационной освоенности Венесуэлы (на примере района Северо-Западных Анд) / ТУРИЗМ И РЕКРЕАЦИЯ: фундаментальные и прикладные исследования. Труды XII Международной научно-практической конференции, 2017 / Под ред. Н. Н. Калущкова. Т. 12. ISBN 987-5-902690-70-2. М.: АНО Диалог Культур, 2017. – С. 395–402.

Данилова, Н.А. Климат и отдых в нашей стране – М: Изд-во «Мысль», 1980. – 156 с.

Faruk Alaeddinoglu & Ali Selcuk Can/ Identification and classification of nature-based tourism resources: western Lake Van basin, Turkey / The 2nd International Geography Symposium GEOMED, 2010.

Huber, O. and C. Alarcon. Mapa de Vegetación de Venezuela. 1:2,000,000. Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables. The Nature Conservancy. Caracas, Venezuela, 1988.

Mapping recreation and ecotourism as a cultural ecosystem service: An application at the local level in Southern Chile / Applied

Geography, Volume 40, June 2013, Pages 71-82/Nahuelhual, Laura; Carmona, Alejandra; Lozada, Paola; Jaramillo, Amerindia; Aguayo, Mauricio

<http://geosur.info/> – геопортал Южной Америки

<http://sancristobal-tachira.gob.ve/> – сайт мэрии г. Сан-Кристоваль

<http://www.mintur.gob.ve/mintur/> – сайт геопортала министерства туризма

Венесуэлы

<http://www.nasa.gov/> – сайт национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA)

<http://www.epa.gov/> – сайт национальной службы США по охране окружающей среды и рекреации

<https://www.unwto.org/americas> – Всемирная туристская организация.

РЕЛЬЕФ МАНГЫСТАУ КАК ОБЪЕКТ ГЕОМОРФОТУРИЗМА

Кошим А.Г.¹, Сергеева А.М.²

¹КазНУ им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан, asima.koshim@gmail.com

²АРУ им. Жубанова, Актобе, Казахстан, sergeyeva.aigul@gmail.com

Аннотация. Одним из наиболее значимых природных факторов считается рельеф, который является не только основой ландшафта, но и ареной жизнедеятельности людей. Рельеф влияет на все остальные компоненты природы и определяет возможности развития основных видов туристской деятельности, в том числе, и геоморфотуризма. Геоморфотуризм характеризует эстетическую, познавательную ценность рельефа местности, связанная с земной поверхностью и их формами и комплексами и развивается на любопытстве людей, которые интересуются уникальной природой, эстетикой ландшафта, самобытной культурой и историей местности. Привлекательность рельефа для туризма характеризуется рядом его свойств: устойчивость, уникальность, разнообразие, пейзажная привлекательность, культурно-историческая ценность, комфортность, что характерно и для исследуемой территории. Данная статья посвящена анализу рельефа Мангыстауской области, геоморфозитам. Обзор опубликованных материалов, многолетние данные полевых исследований авторов, показал, что рельеф Мангыстау обладает высокой возможностью активно развивать геоморфотуризм, который зависит от уровня местного управления и инвестиций, а также от работы местных органов в рамках программы развития сохранения природной среды и устойчивости туристических ресурсов региона.

Ключевые слова: рельеф, геоморфологические особенности, туризм, Мангыстау

Введение. Природные территории или рельеф местности по отношению к туризму следует рассматривать и как условие, где надо учитывать геоморфологические особенности и, как ресурс, который характеризуется привлекательностью, уникальностью, ландшафтным разнообразием и

историко-культурной ценностью (Бредихин, 2003), являясь объектом не только научного туризма (Koshim et al., 2019), но и геоморфотуризма.

Ландшафт, имеющий более высокие научные, эстетические и культурные ценности в геоморфотуризме, называется

ся «геоморфозитом» (Coratza et al., 2008; Panizza&Piacente, 2008, Comănescu&Dobre, 2009). В настоящее время геоморфозиты сгруппированы по структурным формам, как вулканические формы, карстовые формы и прибрежные формы, морфоклиматические формы, а также по отдельным элементам как каньоны, лагуны, скалы, пещеры, овраги, склоны и другие. Поэтому необходимо проанализировать эти формы рельефа с географической точки зрения, классифицируя их как объекты геоморфологического туризма, используя простую классификацию как «самая красивая пещера, самая красивая сказочная скала или самый красивый утес» (Pralong & Reynard, 2005; Kurt, 2015).

Природные условия Мангистауской области в силу своего географического положения и особенностью исторического развития, с необычными формами рельефа, пустынной местностью, живописными видами останцовых гор, каньонов и ущелий, оврагов, барханов и песчаных пляжей имеет большой потенциал для развития геоморфотуризма в регионе.

Методы исследования. Для написания статьи были использованы, в основном, материалы многолетних полевых исследований (2001-2002, 2008, 2012-2014, 2017 гг.). Также были использованы статистические, справочные, фондовые и литературные материалы о природных условиях и ресурсах региона (Кондыбай, 2005). Для характеристики геоморфологических форм рельефа территории применены описательный, сравнительно-географический, статистический и картографический методы исследований. Кроме этого был использован комплекс взаимодополняющих методов: информационный поиск, анализ и систематизация науч-

ных публикаций и материалов по объекту и предмету исследования. Кроме того, было проанализированы зарубежные публикации по организации геоморфотуризма, где рельеф рассматривается в качестве туристско-рекреационного потенциала местности (Pralong, 2005; Pereira и др., 2007; Coratza и др, 2008; Ovreiu и др, 2019).

Результаты и обсуждение.

Геоморфозит — гора Шеркала. Отдельная гора, расположена севернее хребта Актау на расстоянии 3 км. Высота горы — 307 метров (рис. 1). Склоны горы Шеркала отвесны и крутые и, лишь к вершине становятся пологими, образуя огромный шатер, напоминающий верх юрты. Сложена гора из меловых пород, песчаника, глины и известняка (Бекжанов и др., 2000). Столбовые скалы вокруг горы некогда были ее частью, но, под влиянием пустынного ветра, за тысячелетия отделились от Шеркалы. По каньонам заметно, что раньше здесь были горные реки и водопады. Глубина некоторых из них достигает 70–100 метров. Издалека эта гора кажется небольшой, с одной стороны, она напоминает гигантскую белоснежную юрту, а с другой — спящего льва, положившего свою гигантскую голову на лапы. По местным преданиям, в VIII-IX веках город как крепость был построен на горе на трассе караванного пути и был сожжен завоевателями. Поэтому гора-Шеркала, превращенная в неприступную крепость, напоминала льва и вошла в историю как «город-лев» или «лев-гора» (в переводе с туркменского означает «львиная гора»). Чтобы более тщательно изучить гору с глубокими склонами-пещерами, а также посетить места старого поселения и обойти всю гору, требуется более часа времени. Глубокие пещеры горы придают необыкновенный вид. Не-

обычность горы состоит в том, что дневной его вид отличается от вечернего: днем известняк, отражая солнечные лучи, придает ей кремово-белый цвет, а на закате она напоминает раскаленную печь.

Геоморфозит Торыш находится у северной оконечности гор Западного Каратау в местности Алтынказган. Вдоль Каратауских гор обнажены три песчано-глинистых

пласта с конкрециями. Обнажения конкреций тянутся с двух сторон от гор на более сотни километров, придавая неповторимость здешнему ландшафту. Там, где пласт разрушен в вертикальном положении образуются длинные гряды камней, разные по размеру. Где же пласт разрушен горизонтально — конкреции залегают полями, образуя причудливые нагромождения шаров по-



Рисунок 1. Геоморфозит — гора Шеркала

хожих на грибы, яйца, цилиндры, матрешек, зверушек и других без форменных фигур. Под воздействием ветра, дождя, из-за резких перепад температур эти геологические образования раскалываются, шелушатся и покрываются сеткой причудливых трещин. В составе конкреций встречаются окаме-

невшие остатки двустворчатых моллюсков, улиток и аммонитов. Размеры шаров достигают в диаметре 3-4 метров.

Горный Мангышлак представлен невысоким хребтами *Северный и Южный Актау, Западный и Восточный Каратау*. Хребты Каратау сложены дислоцированны-



Рисунок 2. Геоморфозиты: Горный Мангышлак



Рисунок 3. Геоморфозит — урочище Босжира

ми песчаниками, аргиллитами, сланцами, пермо-триасовыми известняками и конгломератами представленные крупными грядами с выровненными или слабоволнистыми вершинами и крутыми, резко расчлененными

склонами. Крутые, почти отвесные склоны хребтов обращены к прикаратауским долинам и возвышаются над ними на 100-200 м. Самая высокая точка г. Бесшоковы-556 м, в Восточном Каратау. Отложения

зеленоватых глин у подножия смыкаются с желтоватыми, розовыми, красноватыми глинами или белоснежными меловыми выходами, выше они переходят в желтово-коричневые сарматские известняки.

В Северном Актау имеется уникальное место называемое «Акеспе», про которое можно сказать просто — лучше один раз увидеть, чем сто раз услышать Акеспе переводится как «белые горы» или «меловые горы» (рис. 2). Местность кругом выделяется своеобразной белизной из-за сложенных пород: известняки, мергели и белоснежные глины. Из-за ветровой эрозии здесь образовался типичный куэстовый тип рельефа, придавая местности красивый пейзаж. Вершины низких белоснежных гор прорезаны оврагами и лощинами. Весной во время дождя по ним сбегает бурные потоки, иногда сносящие дороги и поселения, а посреди необычных камешков можно отыскать акульки зубы и кусочки полудрагоценных камешек.

На просторах *Степного Мангышлака* встречаются несколько бессточных котловин. Одна из них *Каракия* — третья по счету самая глубокая впадина в мире. Название впадины тюркское, в переводе означает «Чёрная пасть» и расположена она на 132 метров ниже уровня океана и на 100 метров ниже волн Каспийского моря.

Длина впадины 40 км, ширина — 10 км. Через широкую часть впадины (15 км) проходит автомобильная дорога. Поверхность этой части покрыта, в основном, песками. На дне впадины расположен сор, спуск к которому затрудняется глубокими обрывистыми и извилистыми оврагами. Восточный склон впадины — высокий и прорезан глубокими оврагами. По-местному преданию, давным-давно на этом месте существовало

озеро, которое называлось «Батыр» - «Храбрый воин». Озеро постепенно высохло и образовалась впадина. Местные жители до сих пор впадину называют «Батыр».

Плато Устурт или *Восточный Мангышлак* представляет собой ровную пустынную равнину, сложенную сарматскими известняками, сверху перекрытую глинистыми и глинисто-щебнистыми, кое-где и песчаными отложениями. Выходы сарматского известняка наблюдается повсеместно на поверхности, как прочное покрытие, которое легко пропускает воду, поэтому на плато всегда сухо. Даже при очень сильных ливнях здесь не образуются водяные потоки, не возникают промоины и овраги. Чинки Устурта — это своеобразная форма рельефа. Относительные высоты северных чинков от 100 до 300 м, в районе Шаграйского плато они понижаются до 50 м. Высота северо-западных и западных чинков нередко достигают 200 м, где увал Музбель он обрывается к сору Карынжарык — 340 м. На северо-востоке чинки уже сглажены, с уклоном до 10-15°, а в остальных случаях их общая крутизна около 500 высотой до 300 метров.

Главной особенностью рельефа плато также считается урочище Босжира — это останцовая горная гряда на окраине западного чинка Устурта, где плато круто обрывается каскадом глинисто-известняковых ступеней, занимая дно большого каньона — впадины Карашек (рис. 3). Одноименный сор расположен на юго-западе от урочища Босжира.

Урочище Босжира занимает огромную площадь, протяженность с севера на юг составляет 21 километров и с востока на запад-9 километров. Космические ландшафты Босжиры состоят из известня-

ковых отложений, некогда бывших дном древнего океана Тетис, существовавшего свыше 10 миллионов лет назад. Особенностью Бозжиры являются два известняковых пика, высотой около 300 метров (287 м), прозванных за свою форму Азу тистер, в переводе с казахского «Клыки Устирта». Подножья пиков изрезаны мелкими оврагами и балками.

Описанные выше геоморфозиты и им подобные формы рельефа в мире имеют большую научную ценность. Например, кафедры геологии ведущих университетов организуют на этих площадках студенческие практикумы. Международные экспедиции организовываются в Мангыстау из-за его уникальных геологических и геоморфологических особенностей, например, чего стоят одни шаровые конкреции. Эстетическая ценность территории привлекает в год до 25 тысяч туристов. В настоящее время эти объекты не имеют правовой охраны. Нами было внесено предложение по продвижению геопарка и его деятельности. Анализ потенциала геотуризма предлагаемого геопарка соответствует новой политике устойчивого развития с программой правительства РК «переход к зеленой экономике», который реализуется акиматом Мангистауской области.

Выводы. Мангистауская область обладает большим потенциалом для геотуризма благодаря своему географическому положению (ближайшая точка страны к Европе и Северной Америке, Турция, Азербайджан и др.), международные и национальные рейсы в крупные города, обязательства регионального муниципалитета по инвестированию в инфраструктуру, единственный морской порт в стране, привлекательные ландшафты для геотуризма (езда на вело-

сипеде, рыбалка, дайвинг, парапланеризм и т.д.). Значительное разнообразие рельефа Мангыстау, местами глубокая расчлененность оврагов, различная экспозиция склонов по отношению к солнцу и потокам воздуха создали редкостную эстетичность ландшафтов территории, являющиеся одним из ценных природных наследий не только региона, но и всего Казахстана. Геоморфологические типы рельефа или геоморфозиты области являются уникальными объектами, они имеют свои особенности и преимущества (Кондыбай, 2007) и, выигрывают по сравнению с другими регионами республики, не обладающими таким рельефом. Они также являются объектами не только охраны, научного исследования, но и развития геоморфотуризма в регионе. Геоморфотуризм в будущем может стать мощной и позитивной силой, приносящей пользу, как самим путешественникам, так и окружающей среде. Он способствует возрождению не только флоры и фауны этих территорий, но и восстановлению культуры и традиции местного населения. Если туристы посещают те или иные места с интересными объектами, то для местных жителей появляется стимул сохранить уникальность ландшафтов этих мест. Развитие геоморфотуризма, также открывает возможности и для местного населения, обеспечивая их работой, повышает доходы местных предпринимателей.

Литература

Бредихин, А.В. Рельеф как условие и ресурс рекреационной деятельности // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2003. – №1. – С. 58-59.

Кондыбай, С. География Мангыстау. Учебник – Алматы: Нурлы Алем, 2007. – 184 с.

Кондыбай, С., Эстетика ландшафтов Мангистау: перспективы развития туризма – Алматы: Арысь, 2005. – 176 с.

Coratza, P., Ghinoi, A., Piacentini, D., Valdati, J. Management of geomorphosites in high tourist vocation area: an example of geohiking maps in the Alpe Di Fanes (Natural Park of Fanes-Senes-Géomorphologie: relief, processus, environnement, 3, 2008. – P. 189-196.

Comănescu, L., Dobre, R. Inventorying, evaluating and tourism valuating the geomorphosites from the Central sector of the Ceahlău National park // GeoJournal of Tourism and Geosites. Year II. – 2009. – no. 1. – Vol 3. – P. 86-96.

Kurt, S. The coast of Kapıdag Peninsula in terms of geomorphotourism // GeoJournal of Tourism and Geosites Year VIII. – 2015. – no. 1. – Vol. 15. – P. 44-58.

Koshim, A., Sergeyeva, A., Saparov, K., Wendt, J.A. Development of scientific tourism at Baikonur Cosmodrome Kazakhstan // GeoJournal

of Tourism and Geosites Year XII. – 2019. – Vol. 24. – no. 1. – P. 266-278.

Ovrei, A.B., Bârsoianu, I.A., Comănescu, L., Nedelea, A. Capitalizing of the geotourism potential and its impact on relief. Case study: Cozia massif, Romania // GeoJournal of Tourism and Geosites Year XII. – 2019. – Vol. 24. – no. 1. – P. 212-236.

Panizza, M., Piacente, S. Geomorphosites and Geotourism // Revista Geográfica Acadêmica. – 2008. – 2(1). – P. 5-9.

Pralong, J.P., Reynard, E. A proposal for the classification of geomorphological sites depending on their tourist value // II Quaternario. – 2005. – 18 (1). – P. 15-321.

Pralong, J.P. A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites / Géomorphologie: relief, processus, environnement. – 3. – 2005. – P. 189-196.

Pereira, P., Pereira, D., Alves, M.I.C. Geomorphosite Assessment in Montesinho Natural Park (Portugal) // Geographica Helvetica. – 2007. – 62 (3). – P. 159-168.

РЕКРЕАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ АРЕАЛА МОЛОДЫХ ВУЛКАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОЙ АЗИИ

Лукашов А.А.¹, Смоктунович Т.Л.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, smoluk@yandex.ru

²МПГУ, Москва, Россия, smoluk@yandex.ru

Аннотация. В центре п-ова Малая Азия, на Анатолийском нагорье, восточнее озера Туз в позднемiocен-голоценовое время сформировался обширный ареал вулканитов. Тектонически активный возвышенный регион местами подвергся густому и глубокому расчленению. Прочностные и противоденудационные свойства пород различных «этажей» геологического разреза предопределили контрасты морфологии. Здесь присутствуют лавовые и игнимбритовые плато, bad lands, зональные ансамбли земляных пирамид, большей частью сухие эрозионные долины и глубокие каньоны рек. Антропогенное воздействие на столь разнообразную и весьма специфическую литогенную основу в течение 2,5 тысяч лет создало на территории древней Каппадокии в высшей степени аттрактивные комплексы, вклю-

чѐнные в Список памятников Всемирного наследия ЮНЕСКО. Вырубленные в податливых туфах земляных пирамид (их именуют «каминами фей» — “cheminées de fée”) гробницы, церкви и жилища разных эпох привлекают всё больше рекреантов. Фрески на стенах и сводах монастырских и обособленных христианских храмов тысячелетней давности становятся предметом исследования европейских и турецких искусствоведов. Многоэтажные древние подземные города — жилища и убежища, вырубленные в прочнейших игнимбритах, ждут новых исследований и продолжения туристического освоения.

Ключевые слова: вулканические покровы, эрозионное расчленение, земляные пирамиды, пещерные церкви, подземные города, туризм

В центральной части Малой Азии, к S, SE и к E от тектонической котловины огромного бессточного солёного озера Туз находится ареал (120 на 250 км) неоген-четвертичных вулканитов. Их формирование завершилось (?) уже в историческое время, если верить Страбону, пересекающему Малую Азию вдоль и поперѐк на рубеже эр. Выстроившиеся в цепь потухшие вулканы, включая Карадаг (2271 м), Караджидаг (2025 м), Хасандаг (3258 м), и действовавший дольше остальных Эрджияс (3916 м), «расположены близ тектонической линии донеогенового заложения, протягивающейся вдоль Тавра по его внутренней стороне. У этой линии произошло, вероятно, поднятие гор на юге относительно внутренних частей страны, что облегчило выход магмы на поверхность» (Махачек, 1961. с. 16). Мощная эксплозивная деятельность стратовулканов осевой зоны Анатолийского нагорья на обширной ранее пенепленизированной Ликаонской равнине перекрыла базальтами и андезитами спокойно залегающие толщи туфов кислого состава (Апродов, 1982). Пониженная противоденудационная устойчивость («снашиваемость» — в понимании И.В. Мушкетова) пирокластических толщ геологического разреза стала предпосылкой развития ареалов «дурных земель» по периферии вулканических плато исторической

провинции Каппадокии. Аномальная густота расчленения и преобладание глубинной эрозии в податливых вулканических туфах создали здесь уникальный живописный геоморфологический ландшафт обелископодобных и пирамидальных «земляных пирамид» — «каминов фей» высотой до 40 м (рис. 1). Ближе к плато, несущему остатки лавовых покровов, конусообразные туфовые столбы бывают увенчаны нависающими «шляпками».

Рекреационная привлекательность рассматриваемых природных комплексов многократно возрастает за счёт материальных свидетельств различных типов их освоения, что отразилось во включении их в Список памятников Всемирного наследия ЮНЕСКО. Начиная с 1-го века н. э., в эпоху римского владения Каппадокией пирамиды использовались в качестве гробниц. Погребальные камеры, легко вырубавшиеся в туфах (рис. 2) в вершинах пирамид, как бы приближали усопшего к небесам. В римских гробницах сохранились платформы, на которые помещались останки и «сопутствующие» предметы. Единственный вход в погребальную камеру закрывался деревянной дверью. Внешние стены гробницы отёсывались для подчёркивания её монументальности. Некоторые сохранили небольшие колоннады, придающие гробницам характер



Рисунок 1. Расчленённая до состояния зоны земляных пирамид туфовая периферия вулканического плато в пределах ю-в Каппадокии, близ г. Гёреме. Фото А. Алейниковой



Рисунок 2. Слабоуплотнённые вулканические туфы кислого состава, в которых денудация и хозяйственная деятельность выработали уникальные природно-антропогенные комплексы форм. Фото А. Лукашова

святилища. Внешние стены декорировались барельефами, темами которых были жизнь и труды покойного. Традицию использования ансамблей пирамид в вулканических туфах в качестве некрополей на несколько десятилетий продолжили сельджуки, вытеснившие в XI веке византийцев, наследовавших римлянам.

С конца 2-го века в Каппадокии появляется христианская община аскетствующих монахов, а с VI по IX век здесь был один из величайших центров христианства. Сохранившиеся в регионе культовые памятники — пещерные монастыри и храмы — датируются эпохой не ранее VIII столетия. Среди них наибольшей известностью пользуется открытый для посетителей в 1967 году «Музей под открытым небом» близ городка Гёреме (Goreme Open Air Museum). Многочисленные вырубленные

в туфах храмы, в том числе — двухэтажные — украшены в разной степени сохранившимися фресками на библейские темы VIII-XIII веков (Jolivet-Levy, 2002). (Менее популярные, но постепенно оборудуемые для посещения рекреантами пещерные монастыри, доступны для осмотра к северу от Гёреме — на левобережье крупнейшей реки Малой Азии Кызыл-Ирмак (античный Галис), а также в северной части каньона Ихлара — монастырь Селим (Selime). Серия церквей, также сохраняющих остатки фресок, врезаны в туфовые пирамиды и эрозионные останцы к Е и NE от Гёреме. С XIV века земляные пирамиды начинают использоваться и в качестве вместилищ полупещерных жилищ, некоторые из которых обитаемы и поныне (рис. 3).

[Обитаемые останцовые пирамиды в пирокластике нагорий Западной Азии встречаются и на территории бывшего СССР. Так



Рисунок 3. Пещерные жилища, вырубленные в туфах обелископодобных эрозионных останцов. Фото А. Лукашова.



*Рисунок 4. Помещения подземного города Деринкую, вырубленные в игнимбритах.
Фото А. Лукашова*

на севере Зангезура (Армения) имеется подобный комплекс, так же вместивший множество полупещерных жилищ].

Формирование покровов лав и туфов вулканами Кыршехирского массива предопределило специфический тип освоения южной части Внутренней Анатолии — SW Каппадокии. В пределах населённой восточной периферии возвышенного плато Обрук (восток Ликаонской равнины) существенное рекреационное значение имеют в наши дни т. н. «подземные города». Эти многоэтажные — до 8 подземных уровней — пещерные поселения вырублены в толще весьма прочных, практически монолитных игнимбритов — спекшихся туфов (flood tuff, welded tuff). Регион подвергался частым грабительским набегам воинственных соседей, и такие «города» сооружались, начиная с VI века до Р. Х. с целью обеспечить местным жителям убежища на время внешней опасности. Со времён Нерона уже отжившие своё пещерные города минувших эпох стали также убежищами ранних христиан.

Подземные помещения сообщаются тон-



Рисунок 5. Выработанная в толще уплотнённых туфов Церковь Св. Георгия, украшенная фресками времён грузинской царицы Тамар. [Лики на фресках выскоблены после утверждения в Каппадокии ислама.] Ниши в стене подземного коридора — элементы некрополя. Фото Т. Смоктунович

нелями, ступенчатыми «уклонами», скрытыми шахтными стволами и вентиляционными отдушинами поперечником 10-15 см. Были сооружены и «ловушки», призванные затруднить нападавшим проникновение в укрытия. Изучено 30 подземных городов, выявлено же гораздо больше. Возможно, до сих пор не все они обнаружены, что может в перспективе ещё и повысить туристическо-рекреационную привлекательность региона. В некоторых подземных комплексах могло разместиться до 30 000 человек, но многие другие — скорее «деревни», чем города. Не исключено, что некоторые подземные города сообщались между собою.

Один из часто включаемых, начиная с 1965 года, в туристические маршруты «подземный город» Деринкую, расположен в междуречье долины Кызыл-Ирма и каньона Ихлара (220 км к SE от Анкары, 29 км к S от г. Невшехира). Он мог укрыть от опасности 15-20 тысяч человек со скарбом и даже скотом. Глубина «города» — 85 м, но для обозрения открыто лишь 10% полостей. На верхних уровнях размещались винодельни

и общественные кухни. Во многих были духовки-тандыры [до сих пор используемые в малых городках и селениях]. Объём полостей позволял размещать большие кувшины для зерна, мяса, вина и пива. Имелись также церковь и миссионерская школа. Своды наиболее крупных подземных помещений удерживаются массивными целиками-пилонами 4-хгранного сечения (рис. 4).

В юго-западной части Каппадокии, вблизи северо-восточного подножия потухшего андезитобазальтового вулкана Хасандаг находится привлекающий внимание рекреантов эффектный каньон Ихлара (Ihlara Vadisi) глубиной местами до 150 м. Он разработан по податливой зоне разлома рекою Мелендиз, берущей начало на склонах одноимённой горы (2936 м). Базисом эрозии является днище котловины озера Туз (абс. высота <1000 м). В стенках каньона Ихлара, в не спекшихся уплотнённых кислых туфах (sillar) вырублено более 100 храмов. Около 20 из них доступно для посещения организованными туристами. Особенно впечатляют фрески церкви Святого Георгия, датируемые концом XIII века (рис. 5).

Таким образом природные и культурно-исторические рекреационные ресурсы вулканической Каппадокии на редкость многообразны. Существенно, что они до-

ступны для ознакомления круглогодично и интересны для самых разных туристов. Любители «хайкинга» — пешеходных маршрутов, могут днями блуждать среди лабиринта долин, открывая для себя заброшенные пещерные храмы. Рельеф позволяет заниматься экстремальными развлечениями — поездками на квадроциклах, скалолазанием по отвесным стенкам каньонов и, одновременно, благодаря плоским днищам долин и множественности эрозионных туфовых останцов в Каппадокии возможен туризм для людей с ограниченными возможностями.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Апродов, В.А. Вулканы. Серия «Природа Мира» — М.: Мысль, 1982. — 367 с.

Махачек, Ф. Рельеф Земли. Т. II. ИНЛИТ — М., 1961. — 703 с.

Дарк Диана. Турция. Путеводители Т. Кука — М.: Изд. Гранд-Фаир, 2012. — 192 с.

Jolivet-Levy Catherine. Etudes cappadociennes. London, Pinar Press, 2002. — 530 p.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА О. САХАЛИН КАК ОСНОВА ПОЗНАВАТЕЛЬНОЙ РЕКРЕАЦИОННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Мишурицкий Д.В.^{1,2}, Лебедева Е.В.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, mishurinsk@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. Развитие грязевого вулканизма в России имеет локальное распространение (Крым, Тамань, Сахалин), тем сильнее он притягивает и манит к себе туристов. Рассмотрены особенности геолого-геоморфологического строения, динамики и эволюции уникальных при-

родных объектов — Южно-Сахалинского и Пугачевского грязевых вулканов. Оценено количество предоставленной рекреационно-геоморфологической информации. Предложено формирование научно-обоснованной туристического сопровождения.

Ключевые слова: грязевой вулканизм, рекреационно-геоморфологическая информация, памятник природы, Сахалин

Грязевой вулканизм — это интересное геологическое явление, обусловленное процессами дефлюидизации Земли в разломных зонах земной коры. Грязевые вулканы широко распространены на Земле и встречаются как на суше, так и в морских бассейнах. Как правило, они приурочены к зонам альпийской складчатости, где в кайнозойскую эру происходило наиболее интенсивное опускание и накопление мощных осадочных толщ (от 10 до 25 км). (Мишурицкий и др., 2018).

Остров Сахалин (Сахалинская область) является одним из регионов с развитым грязевым вулканизмом в России. На острове выделяются 4 региона его локализации — Южно-Сахалинский, Пугачевский, Лесновский, Дагинский (рис. 1). (Мельников, 2010).

Наиболее доступными для туристов являются наиболее крупные из них Южно-Сахалинский и Пугачевский вулканы, расположенные близ городов (соответственно Южно-Сахалинск и Макаров) и транспортных путей (автомобильной трассы Южно-Сахалинск — Оха и железной дороги Южно-Сахалинск — Холмск, ст. Новодеревенская).

Первыми исследователями грязевых вулканов были японские геологи Ф.Сайто и М.Уэда, которые занимались изучением фундаментальных вопросов образования и развития вулканов, а также практическими вопросами защиты железнодорожных магистралей от деятельности грязевого вул-

канизма. Впоследствии с 1946 г. изучением вулканов стал заниматься Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (Мельников, 2010).

Группа Пугачевских грязевых вулканов (Главный, Малый Северный и Малый Южный) расположена севернее перешейка Поясок и хребта Жданко вблизи сел Пугачёво и Восточное — в 45 км к югу от г. Макаров и в трех км к западу от побережья Охотского моря (Мишурицкий и др., 2018).

Южно-Сахалинский грязевой вулкан находится в южной части Западно-Сахалинского хребта в 20 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинска). Современное грязевое поле расположено на пологой, слегка наклоненной к долине р. Алат вершине холма, с юга его дренируют притоки р. Путы (бассейн р. Сусуи).

Климат рассматриваемого региона можно охарактеризовать как муссонный умеренный, он формируется благодаря значительному влиянию Тихого океана, барьерному воздействию горного рельефа на крупные долины и западное побережье, а также холодному Восточно-Сахалинскому течению.

Одним из важнейших направлений современного экономического развития Сахалина является экологический туризм, опирающийся на природные богатства региона. Для полноценного развития туризма необходимо создание полноценной рекреационной и транспортной инфраструктуры, разработка и создание научно обоснованных

маршрутов, оборудование безопасных экологических троп природы, наполнение их информационными материалами (в том числе рекреационно-геоморфологическими), создание путеводителей, стендов, карт, текстовых описаний.

Решением Сахалинского облисполкома от 19.05.1983 г. № 186 Группа Пугачевских грязевых вулканов и Южно-Сахалинский вулкан были объявлены памятниками природы регионального значения (<http://tourism.sakhalin.gov.ru>, <http://les.sakhalin.gov.ru>). В советское время грязи Пугачевского вулкана использовались и в лечебных целях — в профилакториях и здравницах города (<http://admmakarov.ru/city/turpass/>).

Согласно законодательству «Об особо охраняемых природных территориях Сахалинской области» (<http://tourism.sakhalin.gov.ru>), приоритетными задачами охраны и использования ООПТ являются вопросы сохранения биоразнообразия и окружающей среды, устойчивого развития территории и приоритетного использования ООПТ в научно-исследовательских, образовательных, культурно-познавательных целях, в том числе для организации рекреационной деятельности.

В настоящий момент на территории памятников природы не установлен полноценный режим охраны, и довольно активно ведется неорганизованная туристическая деятельность. Без грамотно проложенных троп, правильного зонирования ООПТ по функциональным кластерам, а также доступной научнообоснованной информации для посетителей как о самом памятнике (истории формирования, строении, изменяющих его процессах, составе выбросов, растительности и др.), так и об окружающем биологическом разнообразии, природных

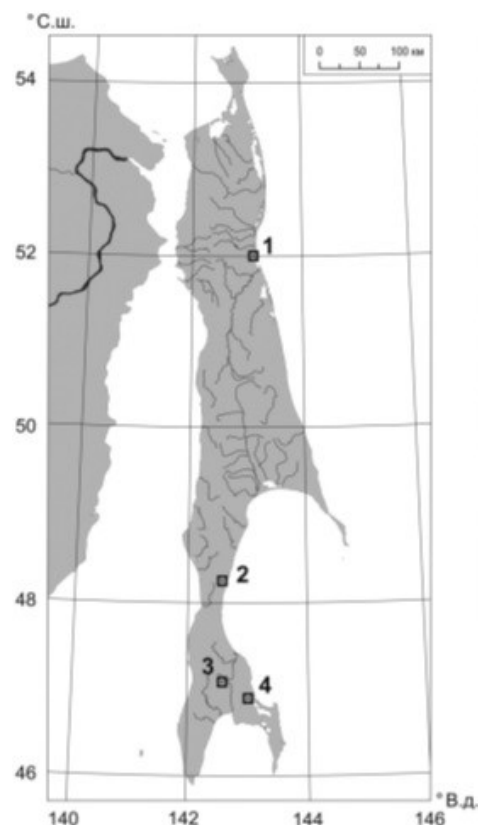


Рисунок 1. Расположение участков проявления грязевого вулканизма: 1 - Дагинский, 2 - Пугачевский, 3 - Южно-Сахалинский, 4 - Лесновский (Мельников, 2010)

экосистемах и их поддержании в первозданном виде неоценимый потенциал этого комплекса теряет смысл.

Материалы и методы. В 2018-2019 гг. совместно с сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН проводились маршрутные исследования Пугачевских и Южно-Сахалинского грязевых вулканов. Удалось провести комплексное геолого-геоморфологическое, геохимическое и геоэкологическое исследование с помощью визуальных наблюдений, отбора проб жидкости, газов, вулканической брекчии. Помимо отбора проб проводились барометрическое нивелирование и профилирование грязевых полей, геолого-геоморфологическое описание вулканов

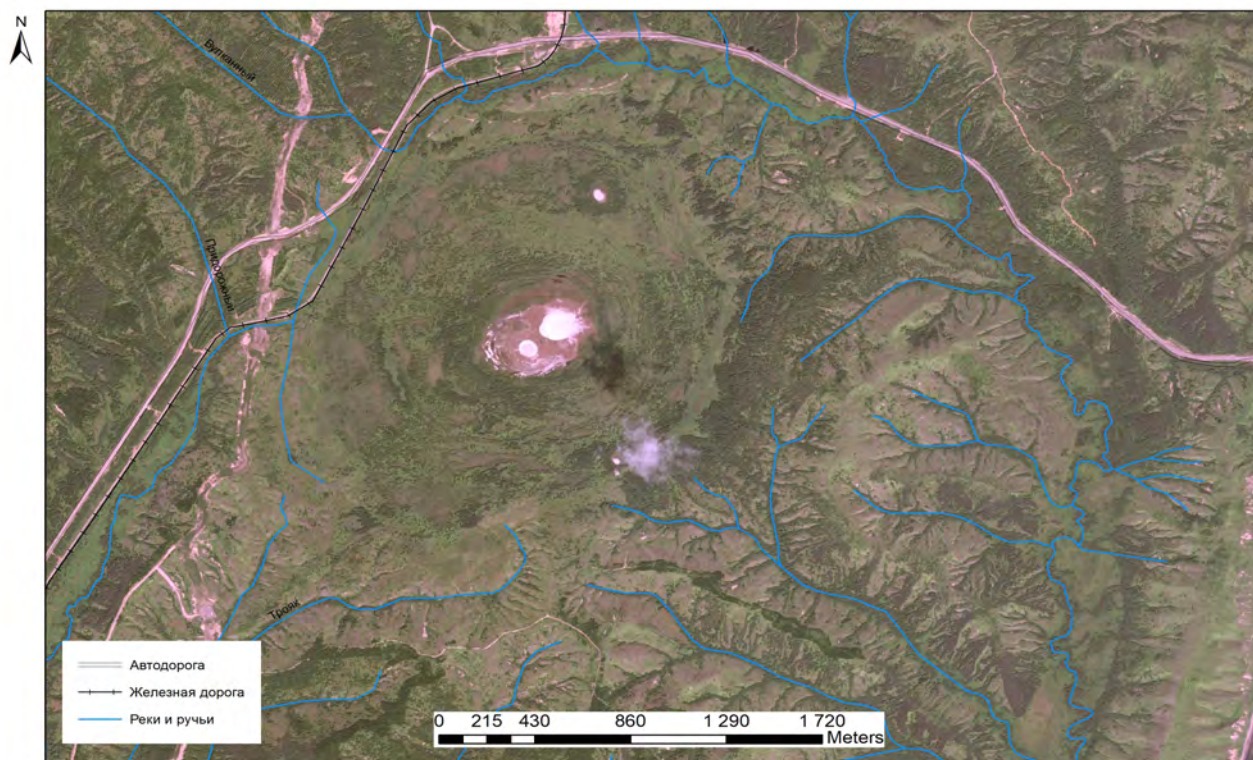


Рисунок 2. Положение Пугачевского грязевого вулкана и рисунок гидрографической сети

и окружающей обстановки, дешифрирование космических снимков.

Результаты и обсуждение. Оба грязевых вулкана расположены в полях распространения мощной (до 3 км) алевролитово-аргиллитовой верхнемеловой толщи — быковской свиты и приурочены к меридиональному Центрально-Сахалинскому разлому (Мельников, 1987; Сапрыгин, 2003), о чем свидетельствует закономерность расположения их грязевых полей и зон активных грифонов на них (рис. 2, 3).

Щитообразная поверхность с уклонами порядка 1–2° Пугачевского вулкана размерами примерно 250x 250 м, осложнена системой концентрических валов сопочной брекчии, разделенных пологими, часто заболоченными ложбинами, что хорошо дешифрируется на аэрофото- и космиче-

ских снимках. Ширина валов достигает 5–7 м, а высота — 2 м. При приближении к центральному грязевому полю размеры валов и ложбин постепенно уменьшаются, практически сходя на нет. В центральной, наиболее возвышенной части вулкана фиксируются округлые в плане следы одновременных излияний сопочной брекчии в виде наложенных друг на друга грязевых «блинов». Они лишены растительности, и их диаметр изменяется от 250 м самого большого лишённого растительности поля и до 50 м у самого молодого. По окраинам поля возвышается несколько грязевых валов высотой до 1.5 м и конусов до 0.9–1.2 м с диаметром основания до 3 м. Сквозь них проходит трещина, из которой выходит газ. (Мишурицкий и др., 2018).

Южно-Сахалинский вулкан распола-



Рисунок 3. Положение Южно-Сахалинского грязевого вулкана в междуречье р. Алат и притоков р. Пута

гается на междуречье рр. Алата и Путы. Современное грязевое поле размерами 200 x 120 м имеет изометричную форму — вниз по склону к долине Алата спускается язык сопочной брекчии извержения 2001 г. Вулканическая деятельность сосредоточена на вершине холма в нескольких зонах диаметром до 3 м и высотой до 1,5 м, где наблюдаются активные грифоны и сальзы, высотой до 0,8 м и диаметром основания от 1 до 2,5 м, в кратере которых булькает жидкая фракция.

В ходе изучения вулкана выяснилось, что его активность в прошлом была настолько большой, что его отложения перекрывают террасы р. Алат и притоков р. Пута слоем мощностью до 1,5 м, а местами и более. Также прослеживается смещение активного грифонного поля с ЮЗ на СВ вдоль

зоны разлома (Мельников, Ершов, 2010).

Активность вулканов — их «кипящие» сальзы и извергающиеся грифоны — привлекает к себе туристов. Однако доступность вулканов оказывает и негативное влияние на их существование: происходит разрушение хрупкого грязевулканического микрорельефа в результате засовывания в грифоны палок и стволов деревьев, бытового мусора, а также «заравнивания» их квадродриками. Нередко в грифоны залезают и любознательные дети под «присмотром» взрослых.

Кроме того грязевые вулканы являются уникальными природными ландшафтами. На них происходит формирование специфичные растительные сообщества, которые постепенно заселяют грязевые поля, продвигаясь от их окраин к центру. Данные



Рисунок 4. Вид стенда на Южно-Сахалинском грязевом вулкане.

растения — *Triglochin palustre*, *Phragmites australis* – *Aster glehnii*, *Abies sachalinensis* (Корзников, 2014) формируют сукцессионные ряды, по которым можно определить возраст грязевых полей. Также на территории памятника природы растет лилия Глена, встречающаяся только на Сахалине, Кунашире и Хоккайдо.

По данным многолетних наблюдений сильные извержения вулканов происходят достаточно регулярно (с периодичностью примерно раз в 15-25 лет) — например, последние на Пугачевском в 2005 г., а на Южно-Сахалинском — в 2001 г. (Мельников, 2011; Ершов, 2013). Поток 2001 г. оставил прочес в лесу длиной до 500 м и ши-

риной в верхней части от 50 м и в нижней до 10-15 м в сторону русла р. Алат. Язык сопочной брекчии, расположенный на наклонной поверхности, сильно расчленен сетью эрозионных промоин и борозд глубиной от 1.5 до 3 м. Это свидетельствует о необходимости защиты и обеспечении безопасности и самой рекреационной деятельности на вулканах.

При исследовании вулканов установлено, что информации о рельефе памятников природы регионального значения либо вообще нет, либо она представлена в достаточно скудном виде и с большим количеством фактологических ошибок. Установленные стенды не раскрывают привлекательные

черты памятника природы, не рассказывают об этапах его формирования, не предлагают информацию о безопасности пребывания на вулкане, т.е. не ориентируют туристов и не формируют экологически позитивного мышления (рис. 4).

Сама туристическая активность на памятниках природы никак не регламентирована: никто не предостерегает туристов от замусоривания и разрушения памятника природы, уничтожения микрорельефа их грязевых полей и хрупкой эндемичной растительности по их периферии. Поставленные стенды наоборот призывают выкапывать эндемичные растения и пересаживать их на приусадебные участки. Не предупреждают посетителей о содержании опасных элементов в грязевых отложениях.

На наш взгляд, при развитии туризма на особо охраняемых территориях — уникальных геолого-геоморфологических объектах — наиболее важной задачей является сохранение их первозданного вида. Для этого необходимо проведение значительной разъяснительной работы и информирование посетителей об уникальности явления, специфике его деятельности, развития во времени. Осознанная заинтересованность позволит направить основное внимание посетителей на наблюдение за процессом грязевой активности, а не на разрушение хрупких грязевых грифонов.

Предлагаемые маршруты по грязевым вулканам (<http://admmakarov.ru/city/turpass/>) не делают акцент на отражение геоморфологического строения местности, которое хорошо было бы показать в упрощенном виде с помощью, стендов, специально разработанных маршрутов, чтобы туристы посетили наиболее привлекательные места, отражающие генетические и динамические,

эволюционные особенности местности.

Поэтому важно, в первую очередь, предоставить хорошо структурированную информацию о наблюдаемых природных процессах и явлениях. На входной группе стендов дать общую информацию о маршруте, времени его происхождения, и тех опасностях, которые могут подстергать посетителей, а также привести карту проходимости трассы, с рекомендациями по специализированному оборудованию и одежде. Впоследствии при прохождении маршрута знакомить в каждой уникальной точке с геолого-геоморфологическим строением и экологической информацией о местности, показывая примеры растений, отложений и архивных фотографий на стендах. Дополнить маршруты панорамными точками обзора для формирования комплексного представления о уникальной природе Сахалина.

Например, для Южно-Сахалинского грязевого вулкана следует предлагается расположить точки около уникальных инженерных сооружений — туннелей и заградительных стен, где будут показана общегеографическая информация о строении вулкана, его влиянии на хозяйственную деятельность, особенности защиты хрупкой природы. Следующие точки следует разместить в долине ручья Придорожного для показа оползневых тел и остатков древних грязевых языков. Крайняя точка маршрута должна быть около активных грязевулканических полей с показом динамики движения грязевулканической брекчии в виде понятных простому обывателю схем и иллюстраций, а также демонстрации редких растительных сообществ и сукцессионного ряда. Если турист готов к более продолжительному маршруту, то можно могут быть продемонстрированы древние поля сопочной

брекчии, остатки грязевулканической плиты через р. Алат.

Литература

Атлас Сахалинской области – М.: ГУГК, 1967. – 135 с.

Ершов, В.В. Флюидодинамические процессы в грязевулканических структурах и их связь с региональной сейсмичностью (на примере о-ва Сахалин): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 2013. – 23 с.

Корзников, К.А. Растительные сообщества Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2014. – №1 (25). – С. 56–65

Мельников, О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области – М.: Наука, 1987. – 95 с.

Мельников, О.А., Ершов, В.В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // Вестн. ДВО

РАН. – 2010. – №6. – С. 87-94

Мишурицкий, Д.В., Ершов, В.В., Жарков, Р.В., Копанина, А.В., Козлов, Д.Н., Лебедева, Е.В., Абдуллаева, И.В., Власова, И.И., Михалев, Д.В. Геолого-геоморфологические и ландшафтно-экологические особенности Пугачевского грязевого вулкана как основа для организации и информационного сопровождения туристического маршрута / Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2. – № 4. – С. 398–408.

Сапрыгин, С.М. Тектоническая цикличность в недрах южного и среднего Сахалина по инструментальным данным // Тихоокеан. геология. – 2003. – Т. 22. – №2. – С. 73-80.

Справочник по физической географии Сахалинской области / сост. З.Н. Хоменко. – Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2003. – 110 с.

<http://admmakarov.ru/city/turpass/>.

<http://les.sakhalin.gov.ru>.

<http://tourism.sakhalin.gov.ru>.

РЕЛЬЕФ КАК РЕКРЕАЦИОННЫЙ РЕСУРС ДОНСКОГО БЕЛОГОРЬЯ

Назаров И.С.

ГБУК «Природный, архитектурно-археологический музей-заповедник «Дивногорье», Воронеж, Россия, igor1988vrn@outlook.com

Аннотация. Целью статьи является рассмотрение рекреационной притягательности рельефа Донского Белогорья и основных форм рельефа, образовавшихся на склоновом типе местности. Материалами для исследований послужили топографические карты территории Донского Белогорья, литература по ландшафтам и геологическому строению Донского Белогорья, отзывы туристов в сети Интернет, опросы посетителей музея-заповедника «Дивногорье». В ходе написания статьи была подсчитана площадь склонового типа местности как наиболее привлекательного для посетителей. В качестве выводов статьи описывается вероятное усиление антропогенной нагрузки на рельеф Донского Белогорья и приводятся примеры губительного воздействия отдыхающих на рельеф памятников природы.

Ключевые слова: Донское Белогорье, рельеф, рекреация, склоновый тип местности, ландшафт

Введение. К Донскому Белогорью, за-

нимающему западную часть Воронежской

и крайнюю восточную часть Белгородской областей, в физико-географическом отношении принадлежит меловой юг Среднерусской возвышенности. Этой местности соответствует также более крупная форма рельефа — Русская равнина.

Донское Белогорье сегодня активно осваивается туристами. Например, «Природный, архитектурно-археологический музей-заповедник «Дивногорье» ежегодно посещает свыше 70000 туристов.

Материалы и методы. При оценке роли рельефа как рекреационного ресурса Донского Белогорья учитывалась ландшафтно-типологическая структура изучаемой территории, разработанная Ф.Н. Мильковым (Мильков, 1981). На территории Донского Белогорья пред-

ставлены следующие типологические ландшафты: плакорный, останцово-водораздельный, надпойменно-террасовый, склоновый и пойменный типы местности. С точки зрения рекреационной привлекательности наиболее интересен склоновый тип местности, занимающий наибольшую площадь (42%) исследуемой территории.

В статье на основе полевых исследований, литературных источников и отзывов посетителей об основных достопримечательностях Донского Белогорья авторами даётся краткая характеристика основных этапов формирования рельефа Донского Белогорья и форм рельефа склонового типа местности, которые могут быть интересны гостям Донского Белогорья.

Результаты исследования и их обсужде-



Рисунок 1. Большие Дивы. Музей-заповедник «Дивногорье»

ние. Современный рельеф Донского Белогорья начал формироваться около 23 миллионов лет назад, когда древнее море покинуло территорию нынешней Воронежской области. За счет внутренних сил Земли и образования местных поднятий земной коры, а также активного разрушения первичной равнины рельеф Донского Белогорья принял основные современные контуры. К этому времени уже обособились между-речные пространства и речные долины. К концу неогена (3 миллиона лет назад) здесь заложились основные контуры рельефа и гидрографической сети, обособились водоразделы и речные долины.

Четвертичный период (начавшийся 2,6 миллионов лет назад) не внес существенных изменений в макрорельеф современного Донского Белогорья, но в значительной степени изменил внешний вид современной поверхности. Донское оледенение, начавшееся 330 тысяч лет назад, не только не сгладило сложившиеся формы рельефа, но, наоборот, усложнило их набор за счет формирования донских песчаных террас на левом берегу реки (Бережной, 1994).

Рельеф Донского Белогорья определяет пейзажное разнообразие ландшафта местности. Для него характерна высокая степень мозаичности. Здесь чередуются открытые степные пространства на водораздельных пространствах и глубокие овраги в мелу с байрачными дубравами, широкие заливные луга перемежаются с пойменными лесами. Крутые склоны (крутизна некоторых склонов речных долин может достигать отвесных 90°) приводят к разнообразию микроклиматических условий. Благодаря широкому перепаду относительных высот на склонах балок формируются условия микрозональности, которые способствуют вы-

сотному расселению растений в равнинных условиях (Бережной, 1983). Например, у подножия склонов балок может находиться преимущественно злаковая растительность, представленная различными видами ковыля, мятликов, костра, а в средней и верхней части склонов произрастает кальцефитно-петрофитная растительность, представленная проломником Козо-Полянского, оносмой простейшей, бурачком Гмелина.

Несмотря на невысокие абсолютные отметки высот (наивысшая точка Донского Белогорья — 268 м — находится на границе Белгородской и Воронежской областей в северной части изучаемой территории) перепады относительных высот (до 100 м, например, в Дивногорье) здесь весьма значительны.

Меловые «мысы», выходящие к речной долине Дона, служат превосходными фокусными обзорными точками, с которых открывается панорамный вид на соседнюю Окско-Донскую низменность.

В мелу получили распространение такие экзотические для равнинных условий формы рельефа, как меловые останцы — дивы (рис. 1), каньонообразные овраги, отвесные склоны речных долин («меловые стенки»). Коренной склон долины реки Дон сильно осложнен многочисленными оползнями, осыпями, обрывами и др. Благодаря им частично территория Донского Белогорья используется для тренировок альпинистов (Дивногорье в прошлом, Сторожевое — сегодня).

Выводы. Для жителей равнинных территорий всегда зрительно (и физически, если говорить о приверженцах активных видов отдыха) притягательна сильно пересечённая местность. На территории Донского Белого-

рья близко друг к другу расположены пойменные, степные и лесные урочища и овраги: разнообразие урочищ располагает к активному отдыху, а их живописность удовлетворяет эстетические запросы.

Для жителей Воронежской области и её гостей Донское Белогорье давно стало излюбленным местом рекреации, где они могут заняться как активным отдыхом (скалолазание в Сторожевом), так и культурно-познавательным (музей-заповедник «Дивногорье» и меловые пещерные храмы).

Вероятнее всего, на территории Донского Белогорья благодаря умеренно и сильно пересечённому рельефу будут активно развиваться пешеходные и веломаршруты. Этому также способствует наличие относительно хорошо развитой инфраструктуры (асфальтовые дороги, гостиницы и кемпинги, предприятия общепита) и расположение крупных населённых пунктов по соседству.

Развитие туризма на изучаемой территории может также иметь и негативные последствия, например, таковым стало в 2016 году обрушение мелового останца-арки а Малых Дивах неосознательными туристами.

Судя по опросам посетителей музея-заповедника «Дивногорье», многим из

них (74%) становится всё более интересен внутренний туризм (не только внутрирегиональный для жителей Воронежской области, но и в целом внутрироссийский). Донское Белогорье — перспективный объект внутреннего туризма, который способен привлечь множество экотуристов и тем самым способствовать повышению экологической грамотности населения.

Автор выражает благодарность сотрудникам факультета географии, геоэкологии и туризма ВГУ, а также сотрудникам ГБУК «Музей-заповедник Дивногорье» за предоставленные материалы и консультации в ходе написания статьи.

Литература

Бережной, А.В. Склоновая микрозоональность ландшафтов среднерусской лесостепи – Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1983. – 139 с.

Бережной, А.В., Мильков Ф.Н., Михно, В.Б. Дивногорье: природа и ландшафты – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1994. – 128 с.

Мильков, Ф.Н. Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы – Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1981. – 400 с.

ПРИРОДНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КАК ОСНОВА РАЗВИТИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ТУРИЗМА В ТУРКЕСТАНСКОЙ ОБЛАСТИ, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН

Тогызбай М.К.¹, Алексеева В.А.²

¹Казахстанский филиал МГУ имени М.В. Ломоносова, Нур-Султан, Казахстан,
moldir_togyzbaeva@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
valekseeva@rambler.ru

Аннотация. Территория Республики Казахстан в целом и Туркестанской области в частности обладает значительным потенциалом для развития экологического туризма вследствие

большого природного разнообразия и наличия самобытных объектов культурного наследия. Преимущественно горная территория Боралдайского филиала Сырдария-Туркестанского РГПП, расположенная в пределах хребта Каратау, оптимально подходит для разработки и дальнейшего продвижения новых эколого-туристских маршрутов. Перспективными направлениями можно считать пеший и конный туризм. В геоморфологическом отношении территория Боралдайского филиала представляет собой среднегорный сильно расчлененный тектоно-денудационный и денудационный рельеф с участками платообразных вершинных поверхностей. В качестве критериев, важных для планирования эколого-туристических маршрутов, были выбраны следующие: уклон, аттрактивность рельефа (с учетом характеристики растительности), функциональное зонирование, близость к уже существующим тропам, близость к водным объектам (родники, реки), близость к поселкам. Для обоснования планирования эколого-туристского маршрута в ходе работы были составлены оценочные карты по каждому из выбранных критериев. На основании интегральной карты вручную были проложены два маршрута — однодневный пеший и двухдневный конный, для которых были составлены схемы, описание и паспорта, а также внесены предложения по информационному обеспечению маршрутов и предложена концепция визит-центра.

Ключевые слова: экологический туризм, Туркестанская область, хребет Боралдайтау, аттрактивность рельефа, экологическая тропа

В XXI веке туризм является одной из крупнейших, высокодоходных и наиболее динамично развивающихся отраслей мировой экономики. Туризм сближает народы, делая доступными природу, культуру, историю и традиции в разных уголках нашей планеты. Темпы его развития устойчиво растут. Так, по статистике Всемирной туристской организации (ЮНВТО), число международных прибытий в 1950 г. составляло 25 млн, а в 2018 г. — 1 401 млн, то есть выросло в 56 раз (World Tourism Organization, 2019). Прямо пропорционально увеличению числа туристов и доходам от туристической отрасли, возрастает и нагрузка на природные комплексы. Постоянно усиливающееся воздействие массового туризма на природные и культурно-исторические рекреационные ресурсы в большинстве туристических районов мира уже привело к негативным последствиям, что явилось одной из основных предпосылок зарождения экологического ту-

ризма как преимущественно природно-ориентированной формы устойчивого туризма. Экологический туризм, роль которого в жизни современного общества определяется его практическим значением для экономики, экологии и социальных отношений, стоит в ряду наиболее перспективных направлений развития туризма в мире.

Физико-географическое положение, разнообразные климатические условия и богатое культурное наследие обуславливают значительный туристско-рекреационный потенциал Казахстана. Туркестанская область обладает уникальными природными комплексами и объектами культуры и имеет большие возможности для развития туризма, как внутреннего, так и международного; область входит в ТОП-10 приоритетных туристских территорий в Казахстане. На данный момент наблюдается успешное развитие экологического и природно-познавательного туризма в ряде особо охра-

няемых территорий области, ряд которых входит в состав трансграничного объекта Всемирного наследия ЮНЕСКО «Западный Тянь-Шань» (№ 1490). Население южных регионов Казахстана исконно славится своим гостеприимством и радушием, приверженностью национальным традициям, что также играет немаловажную роль в развитии здесь экологического туризма.

Сырдарья-Туркестанский государственный региональный природный парк, созданный в 2012 г., занимает важное место в системе ООПТ Казахстана, играя ключевую роль в сохранении и восстановлении природных комплексов региона, а также их использование в эколого-просветительных, научных и туристских целях. В качестве ключевого участка был выбран Боралдайский филиал природного парка, расположенный в пределах хребта Боралдайтау — юго-восточного отрога хребта Каратау (Сырдарьинский Каратау) в северо-западной части горной системы Тянь-Шань. Формирование горных хребтов относится к герцинской эпохе складчатости, в дальнейшем западная часть Тянь-Шаня подверглась процессу выравнивания (Геология СССР, 1972; Ландшафты ..., 1999). Морфологически хребет Боралдайтау представляет собой сильно расчлененное низкогорье и среднегорье, окруженное волнистыми возвышенными подгорными равнинами; максимальная абсолютная высота — 1813 м. В геологическом отношении хребет Боралдайтау сложен в основном осадочными и метаморфическими горными породами протерозоя и палеозоя (Национальный атлас, 2006). Несмотря на резко-континентальный аридный климат, Боралдайский хребет имеет хорошо развитую гидрологическую сеть, которая формируется из нескольких рек (р. Борал-

дай — правый приток р. Арыс, р. Кошкарата), стекающих по юго-западному склону, и их многочисленных притоков. Расчлененный рельеф с неоднородным геологическим строением в сочетании с развитым поверхностным стоком предопределили формирование здесь водопадов. Одним из популярных туристических объектов является Шукыршакский водопад (высота 15 м) в живописном ущелье Туттыбулак на р. Кошкарата. Горы Боралдай расположены в поясе крупнотравных и высокозлаковых саванноидов; развита степная растительность и нагорные ксерофиты. Лиственные леса (в основном боярышниковые) встречаются преимущественно в понижениях рельефа — в долинах рек, ущельях, лощинах. На территории Боралдайского филиала встречаются более 40 видов растений и 5 видов животных, занесенных в Красную книгу Казахстана (Проект ..., 2011). В природном парке ведутся работы по сохранению и восстановлению ареалов произрастания редких видов растений и местообитаний редких и исчезающих видов животных (в том числе каратаусского архара и бухарского оленя). В западной части Боралдайского филиала известно несколько археологических комплексов, имеющих большую историческую ценность: архитектурный комплекс Исмаил-ата, мавзолей Кошкар-Ата (Турбат). Наибольший интерес для организации туристических маршрутов представляют наскальные изображения Боралдая (т. н. Боралдайские петроглифы), расположенные в верховьях реки Боралдай на склонах и вершинах сопков и относящиеся к 4-м хронологическим пластам, начиная с эпохи бронзы (II тыс. до н.э.) (Проект ..., 2011). Преобладание пород карбонатного состава (известняки, доломиты) предопределило широкое раз-

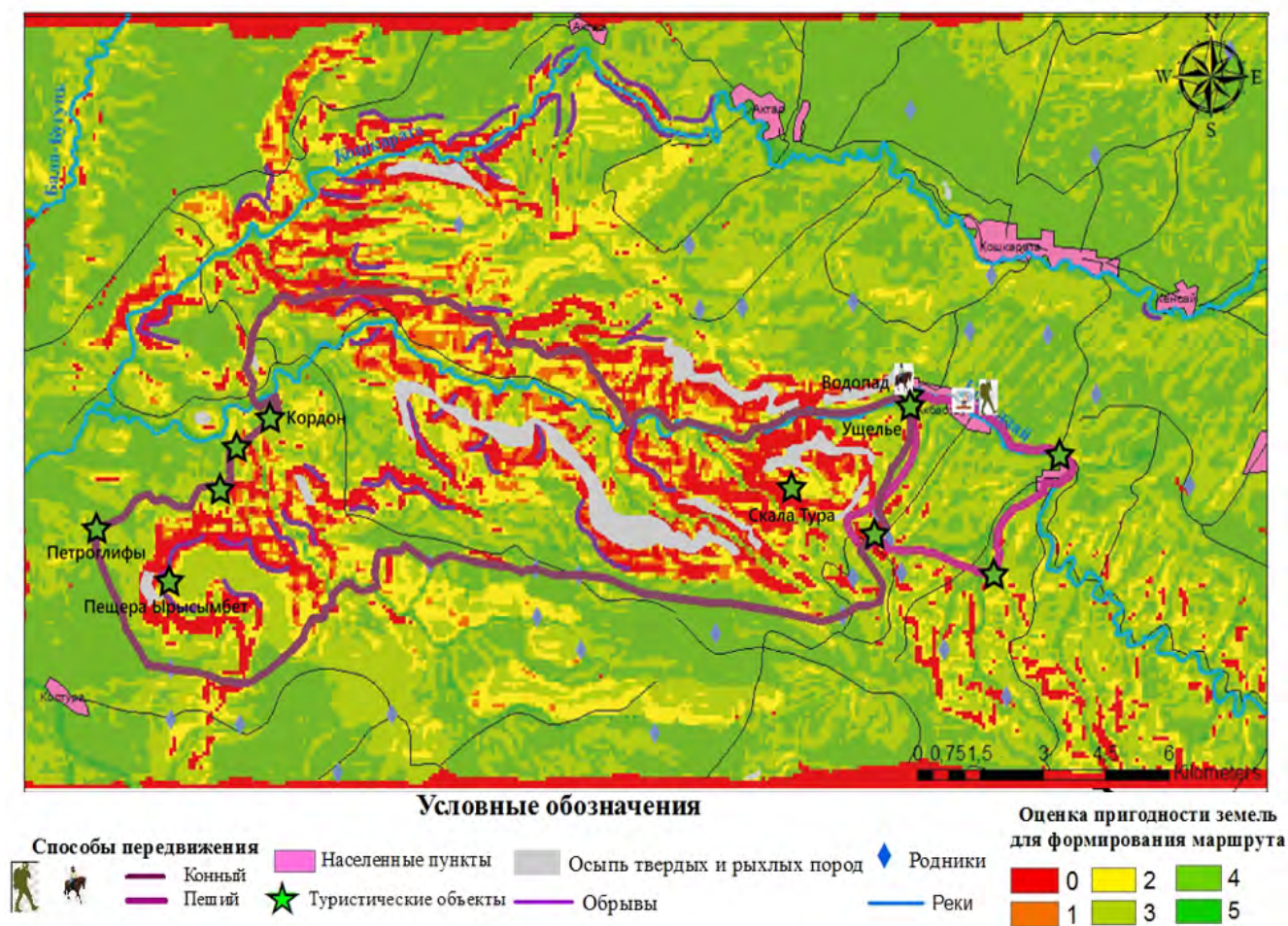


Рисунок 1. Схема расположения предлагаемых эколого-туристических маршрутов

витие карстовых процессов и как следствие образование пещер. Одной из знаковых является пещера Ырсымбет, в которой были найдены артефакты времен верхнего палеолита и эпохи железного века.

Анализ разнообразных сведений о Сырдарья-Туркестанском ГРПП позволил определить факторы, способствующие и препятствующие развитию экологического туризма в пределах хребта Боралдайтау (табл. 1). Горную территорию Боралдайского филиала можно уверенно считать перспективной в плане развития экологических туризма. Здесь разработаны и действуют 5 туристических маршрутов, описание которых приводится на сайте Сырдарья-Туркестанского

ГРПП (<http://stgrpp.kz/index.php/ru/tour-way>). К сожалению, информационное обеспечение действующих маршрутов является недостаточным и требует серьезной доработки.

Целью работы явилась разработка эколого-туристического маршрута на основе природного разнообразия территории Боралдайского филиала Сырдарья-Туркестанского ГРПП.

Для характеристики природного разнообразия изучаемой территории была составлена крупномасштабная геоморфологическая карта-схема участка хребта Боралдайтау на основе сопряженного анализа топографической карты масштаба 1:100 000 и визуального дешифрова-

Таблица 1. Факторы развития экотуризма в Боралдайском филиале

Способствующие	Препятствующие
Благоприятные климатические условия (устойчивая погода в теплое время года), наличие источников пресной воды	Транспортные и временные затраты из-за отдаленности от крупных городов
Высокая пейзажная разнородность ландшафтов вследствие существования высотной поясности	Слабо развитая туристская инфраструктура (средства размещения и питания)
Наличие разнообразных памятников природы и объектов историко-культурного наследия	Дефицит квалифицированных кадров (экскурсоводы, гиды)
Удаленность от крупных городов и отсутствие развитой местной промышленности как источников загрязнения окружающей среды	Недостаточный уровень менеджмента и рекламы со стороны администрации природного парка (в т. ч. отсутствие качественных информационных материалов)
Наличие подъездных автодорог хорошего качества, достаточно большая площадь территории	Недостаточная мотивированность местного населения в развитии экотуризма как источника материального дохода

ния космоснимков с сервисов SAS Planet и Google Earth с возможностью 3d-визуализации, с привлечением данных более мелко-масштабных карт (Национальный атлас ..., 2006). В геоморфологическом отношении территория Боралдайского филиала представляет собой преимущественно среднегорный сильно расчлененный тектоно-денудационный и денудационный рельеф с участками платообразных вершинных поверхностей. Среднегорья осевой части хребта Боралдайтау окружены денудационным низкогорным холмистым и грядово-увалистым рельефом предгорий и аккумулятивно-денудационным волнистым рельефом возвышенных подгорных равнин.

В качестве критериев, важных для планирования эколого-туристических маршрутов, были выбраны следующие: 1) уклон; 2) аттрактивность рельефа (с учетом характеристики растительности); 3) функциональ-

ное зонирование; 4) близость к уже существующим тропам; 5) близость к водным объектам (родники, реки); 6) близость к населенным пунктам. Часть из выделенных критериев направлена на оценку территории с точки зрения возможности прохождения маршрута (функциональное зонирование), удобства прохождения маршрута (уклон, близость к тропам, водным объектам и поселкам), а также с точки зрения визуальной привлекательности территории (аттрактивность рельефа с учетом характеристики растительности). Основными критериями предлагается считать уклон и аттрактивность (привлекательность) рельефа. Для обоснования планирования эколого-туристического маршрута в ходе работы были составлены оценочные карты на основе 5-балльной шкалы по каждому из выбранных критериев (табл. 2). Все графические работы выполнялись в пакете ArcGis

Таблица 2. Атриактивность (привлекательность) рельефа с учетом характеристики растительности

№ п/п	Тип рельефа	Балл
1	Низкогорный холмистый и грядово-увалистый рельеф предгорий (адыры) с крупнотравной растительностью с отдельными зарослями боярышников	4
2	Платообразные вершинные поверхности в пределах среднегорий с высокозлаковой растительностью с разнотравьем	5
3	Склоны крутые, преимущественно скальные, в пределах среднегорий, с редкой петрофитной растительностью скал и осыпей	1
4	Склоны относительно выположенные, с чехлом склоновых отложений, в пределах среднегорий, с крупнотравной растительностью с куртизнами петрофитных кустарников	2
5	Слабоволнистые и волнистые поверхности подгорных равнин с крупнотравно-кустарниковой растительностью	3
6	Эрозионно-аккумулятивные днища долин водотоков с ясеневыми лесами и боярышниковым редколесьем	1

(Arcmap 10.3).

Путем наложения слоев по всем 6-ти критериям была составлена интегральная карта. На основании карты вручную были проложены два кольцевых эколого-туристических маршрута, отличающихся по протяженности и способу передвижения, — однодневный пеший и двухдневный конный. Маршруты были проложены там, где на интегральной карте наблюдается наложение контуров с высокими баллами, то есть на местности, максимально благоприятной по всем выделенным шести критериям: подходящий уклон, близость к водным объектам, высокая атриактивность рельефа и т.д. (Рис. 1). Линии маршрутов, с одной стороны, избегают опасные и неблагоприятные участки, а с другой стороны — соединяют существующие объекты природного и культурного наследия на территории Боралдайского филиала.

Согласно принятой практике, для обоих маршрутов были составлены схемы, описа-

ние и паспорта, а также разработаны предложения по техническому оснащению и информационному обеспечению (информационные аншлаги, знаки и буклет) и предложена концепция визит-центра (поселок Акбастау).

Таким образом, большое природное разнообразие и наличие самобытных объектов культурного наследия, а также имеющаяся рекреационная инфраструктура на территории Боралдайского филиала представляют значительный интерес с точки зрения развития туризма, в том числе и экологического. Аридный климат территории с преимущественно антициклональным типом погоды способствует организации и проведению маршрутов в теплое время года, а наличие высотной поясности и широкий спектр ландшафтов делает исследуемую территорию разнообразной и привлекательной для рекреантов. Перспективными направлениями можно считать пеший и конный туризм, сочетающие активные виды отды-

ха с изучением геологических, биологических и культурно-исторических объектов данной местности. Основными критериями предлагается считать уклон и аттрактивность (привлекательность) рельефа. Граничные значения уклонов составляют 30° для пешего маршрута и 15° для конного маршрута. С точки зрения морфологии рельефа, наиболее привлекательными для туризма являются платообразные вершинные поверхности в пределах среднегорий и низкогорный холмистый и грядово-увалистый рельеф предгорий (адыры).

Составленные схемы маршрутов и сопутствующие материалы могут быть использованы администрацией Сырдарья-Туркестанского регионального природного парка в качестве предложений для развития экологического туризма. При должной информационной поддержке со стороны администрации парка и вовлеченности местного населения экологический туризм может занять достойное место в экономике Туркестанской области РК.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 1 – М.: Недра, 1972. – 532 с.

Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2 – М.: Недра, 1972. – 380 с.

Национальный атлас Республики Казахстан. Том 1. Природные условия и ресурсы – Алматы, 2006.

Проект Естественнонаучное и технико-экономическое обоснование создания Сырдарья-Туркестанского государственного регионального природного парка. Книга 1. Естественнонаучное обоснование. Центр дистанционного зондирования и ГИС «ТЕРРА» (ТОО) – Алматы, 2011.

Тропа в гармонии с природой. Сборник российского и зарубежного опыта по созданию экологических троп – М.: «Р.Валент», 2007. – 176 с.

World Tourism Organization (2019), International Tourism Highlights, 2019 Edition, UNWTO, Madrid. DOI: <https://doi.org/10.18111/9789284421152>.

Официальный сайт Сырдарья-Туркестанского регионального природного парка. URL: <http://stgrpp.kz/index.php/ru/>.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

МОНИТОРИНГ СОВРЕМЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ АЛЛЮВИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПОЙМЫ Р. ОКИ В ЕЁ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ

Воробьев А.Ю., Кадыров А.С.

*Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, Россия,
a.vorobyov90@mail.ru*

Аннотация. В 2014-2019 гг. были проведены экспериментальные исследования аккумуляции аллювиальных осадков в пойме реки Оки в ее среднем течении. Использовались седиментационные ловушки — сборники аллювия, закреплявшиеся каждый год перед половодьем в пределах прирусловой поймы, на участках берегов относительно прямолинейного и меандрирующего русла и на генерациях рельефа в центральной и притеррасной пойме среднего гипсометрического уровня. После половодья производился отбор свежего наилка с ловушек. Мощность его слоя на низкой прирусловой пойме колебалась от 1 мм до 60 мм в зависимости от положения ловушки и от года исследований, а в пределах центральной, более высокой поймы — от 0,1 мм до 3,6 мм. Гранулометрический анализ отложений на ловушках низкой поймы (ситовой и пипеточный методы) выявил преобладание аккумуляции мелкого и тонкого песка, а также крупноалевритовых осадков. В центральной пойме во время половодья 2018 года, единственного года за период исследований с половодьем на уровне верхнего интервала руслоформирующих расходов, отлагались преимущественно алевритовые частицы.

Ключевые слова: седиментационная ловушка, половодье, река Ока, скорость осадконакопления, гранулометрический анализ

Река Ока в своем среднем течении имеет развитую четковидную пойму, представляющую чередование относительно расширенных и суженных участков. Пойменные расширения и сужения отличаются морфологическим разнообразием пойменных генераций, различных по удаленности от русла Оки и по гипсометрическому уровню. Это предполагает получение эмпирических данных о современной скорости

эволюции форм пойменного рельефа и изменчивости динамики осадконакопления от места к месту посредством прямых наблюдений. Нами применялся метод седиментационных ловушек, предлагавшийся ранее для подобных исследований (Голосов, 2009) и использовавшийся в ряде работ (Sterling, Church, 2002, Hupp et al., 2015). В пределах надводных частей русловых отмелей и нижних частей прирусловых валов, в затонах,

а также на гривах, межгривных понижениях и на выровненных участках центральной и притеррасной поймы перед половодьем устанавливались коврики-ловушки. После половодья, до первых осадков, производился сбор аллювия с ловушек, анализировался гранулометрический состав собранного материала с помощью ситового (Рожков и др., 1973) и пипеточного методов и вычислялась мощность накопленного слоя отложений.

Период исследования отличался значительной нестабильностью в максимальных расходах и уровнях половодий — главных рельефообразующих событий окской поймы. В 2014-2015 гг. во время весеннего половодья уровень реки поднимался не более, чем на 3 м над меженным урезом, в 2016-2017 гг. — на 2,5-4 м, а в 2019 году фиксировался наименьший уровень половодья на Оке с 1878 года (повышение уровня на 0,5-1,0 м). Наибольшая мощность слоя наилка (до 60 мм/год) отмечалась на ловушках в 2018 году при прохождении половодной волны нормального уровня. Накопление аллювия динамичнее всего осуществляется на надводных частях русловых отмелей, особенно в привершинных секторах выпуклых берегов окских излучин. На верхних и нижних крыльях меандров Оки скорость осадконакопления была ослаблена (не более 56 мм/год, чаще 20-35 мм/год), а наименьшие значения скорости седиментации (среди участков прирусловой поймы) были характерны для окских затонов и русловых отмелей притоков Оки в пределах общей с ней поймы. На центральной пойме в 2018 году скорость осадконакопления составляла 0,3-1,5 мм, в котловинах староречий она увеличивалась до 3,5 мм, а в удаленных от русла выделах притеррасной поймы уменьшалась до первых долей мил-

лиметра. На некоторых ловушках в притеррасной пойме Рязанского расширения, закрепленных в 3-4 км от русла, несмотря на их кратковременное затопление, наилок практически отсутствовал.

В качестве примера отображены результаты экспериментов на русловых отмелях вершин Марковской (ловушка № 5, 727 км от устья Оки) и Остролуцкой излучин (ловушка № 80, 623 км от устья Оки) за все годы исследования (рис. 1). Оба меандра сходны по своим морфологическим параметрам, однако проведенные исследования свидетельствуют о резких отличиях, проявившихся в скорости обновления поверхности отмелей и в вещественном составе отлагавшихся осадков. Аккумуляция аллювия происходила каждый год, однако «вес» каждого наблюдения в интегральном образце шестилетнего периода различен из-за неодинаковой мощности слоя наилка. Наименьшим он будет для навесок 2014 года и осадков 2019 года, на вершинах упомянутых излучин в данные годы отлагалось не более 4 мм наилка (корка заиления). Интенсивная аккумуляция как на ловушках № 5 и № 80, так и на прирусловых участках в целом, отмечалась в 2016-2017 гг., а максимальная — в 2018 году. Распределение фракций в каждом отдельном образце наилка зависит от мутности потока, продолжительности и формы гидрографа половодья. Позиционный фактор реализуется в расположении ловушки относительно зон аккумуляции и размыва в русле и преобладании различных скоростных полей потока, что показано на лабораторных опытах (Чеботарев, 2010). В накоплении тонких фракций значимую роль играет заселенность участка эксперимента растительностью, повышающей шероховатость поверхности.

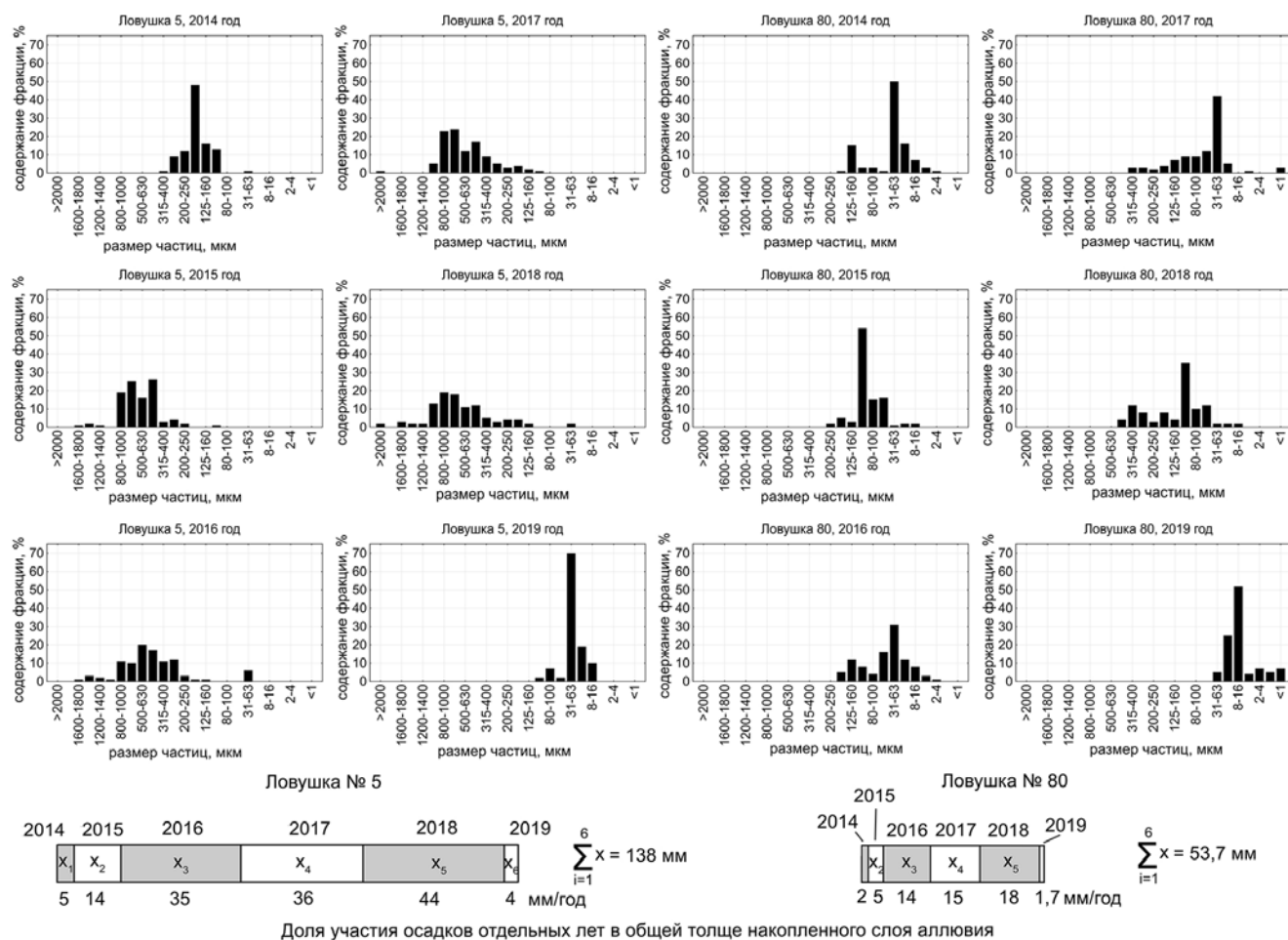


Рисунок 1. Гранулометрический состав и мощность слоя наилка, отлагавшегося на вершинах некоторых излучин р. Оки в 2014-2019 гг.

Полученные данные, соответствующие различной обстановке осадконакопления (русловые отмели, затоны, сегментно-грибистая пойма), могут служить основой для сопоставления скорости современного и древнего (главным образом, голоценового) осадконакопления в пойме Оки. Определение интенсивности динамики обновления поверхности форм пойменного и пойменно-руслового (Чалов и др., 2016) рельефа позволяет понять масштабы современного заиления средней Оки и оценить сопутствующие этому экологические риски.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Проект № 18-45-623002) и Мини-

стерства промышленности и экономического развития Рязанской области

Литература

Голосов, В.Н. Исследования аккумуляции наносов на речных поймах: методические возможности и перспективы // Геоморфология. – 2009. – №4. – С. 2-4.

Рожков, Г.Ф., Ипатов, З.Н., Колбзаров, О.В., Стайсон, Р.Н. Дробный ситовой гранулометрический анализ // Литология и полезные ископаемые. – 1973. – №6. – С. 121-135.

Чалов, Р.С., Сурков, В.В., Жмыхова, Т.В. Прирусловые отмели как формы руслового рельефа, промежуточные между

меженным руслом и поймой реки // Геоморфология. – 2016. – №1. – С. 18-29.

Чеботарев, А.С. Лабораторные исследования закономерностей формирования гранулометрического состава донных отложений в речных излучинах / Журнал университета водных коммуникаций. – СПб.: СПГУВК, 2010. – С. 132-143.

Hupp, C.R., Shenk, E.R., Kroes, D.E., Willard, D.A., Townsend, P.A., Peet, R.K.

Patterns of floodplain sediment deposition along the regulated lower Roanoke River, North Carolina: Annual, decadal, centennial scales // Geomorphology. – 2015. – V. 228. – P. 666-680.

Sterling, S.M., Church, M. Sediment trapping characteristics of a pit trap and the Helley-Smith sampler in a cobble gravel bed river // Water Resources Research. – 2002. – V. 38. – P. 191-192.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТСТУПАНИЯ БЕРЕГОВ Р. ОКИ С ПОМОЩЬЮ СЛОЖНЫХ И ПРОСТЫХ РЕПЕРОВ

Воробьев А.Ю., Кадыров А.С.

*Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина, Рязань, Россия,
a.vorobyov90@mail.ru*

Аннотация. В целях мониторинга динамики боковой эрозии русла р. Оки в ее среднем и нижнем течении в период 2014-2019 гг. проводились экспериментальные исследования с помощью реперов двух видов. Простые реперы (эрозионные штифты) и сложные реперы собственной конструкции были установлены на активных береговых откосах меандрирующего и прямолинейного окского русла. С помощью простых реперов оценивалась скорость отступления пойменной бровки, которая была наибольшей на нижних крыльях излучин Оки и составляла до 2 м в год (усредненное значение на 60-метровый участок берега). Посредством сложных реперов с 2017 года оценивался вклад непосредственного волнового воздействия половодного потока на эрозию откосов, наблюдались изменения их профиля, а также вычислялся объем перемещенных материалов. В 2018 году фиксировался сильный размыв откосов на фоне затопления поймы среднего уровня, на отдельных участках при образовании фестонов и изменениях контуров русла Оки были перемещены сотни кубометров почвогрунтов. В остальные годы исследования, которые были маловодными, значительную роль в боковой эрозии берегов Оки играли антропогенные и склоновые рельефообразующие процессы.

Ключевые слова: эрозионные штифты, боковая эрозия, река Ока, форма руслового откоса, сложный репер

Изменения водного режима реки Оки в 2010-е годы вновь актуализировали проблему динамики боковой эрозии на активных береговых откосах, которая ранее была предметом ряда исследований (Баровский

и Чалов, 2004; Чалов и др., 2004). В пойме среднего и нижнего течения Оки, при наличии участков с различной рекреационной нагрузкой, до настоящего времени отсутствовали данные высокого разрешения об

интенсивности рельефообразования на крутых берегах реки. Окское русло на отрезке 822-202 км от устья представлено сериями излучин, разделенных относительно прямолинейными участками, значительно реже встречаются участки с русловой и пойменной многорукавностью. На этом фоне отмечается пространственное разнообразие расположения участков размыва пойменных берегов, определяющих местные геоморфологические риски для ведения хозяйства и устойчивости природных комплексов. Практически не оцененными остаются масштабы отклика в динамике боковой эрозии на возросшую вариабельность параметров окских половодий в последнее десятилетие.

В 2014-2019 гг. были проведены полевые исследования скорости и особенностей боковой эрозии русла Оки на вогнутых берегах излучин и участках относительно прямолинейного русла. Выделялись отрезки фронтов размыва протяженностью 60 м, на которых устанавливались простые реперы (эрозионные штифты) на расстоянии 3 м

друг от друга. Данный метод репрезентативен для измерений скорости отступления пойменной бровки (Кораблева и Чернов, 2008). Наиболее интенсивно она смещается на нижних крыльях ряда излучин Оки, при этом основное расстояние смещения было пройдено за 2018 год, в условиях половодья на уровне верхнего интервала руслоформирующих расходов (табл. 1). Быстрее всего разрушаются вогнутые берега Оки в пределах фронта размыва на Луковской излучине (702-698 км от устья Оки) и на нижнем крыле Марковской излучины (728-725 км от устья Оки). Благоприятный для размыва «угол атаки» (Чалов и др., 2004, Yu et al., 2015), при прочих равных условиях, определяет интенсивное продольное смещение нижних крыльев и в пределах остальных окских меандров.

Более точные изменения профиля русловых откосов и расчет объема перемещенного субстрата осуществлялись с помощью сложных реперов собственной конструкции. Они дублировали простые реперы на

Таблица 1. Средняя скорость отступления бровки поймы Оки в сантиметрах за год по всем секторам наблюдений на фронтах размыва.

Расстояние от устья Оки, км	731-728	728-725	702-698	691-690	685-683	662-660	622-620
2014	3	10	7	4	8	5	9
2015	3	9	6	4	8	5	8
2016	8	18	14	7	13	6	24
2017	10	23	17	18	19	12	16
2018	17	93	89	28	56	40	39
2019	11	18	6	34	9	23	21

части из 60-метровых отрезков фронтов размыва. Все откосы подразделялись на 5 морфологических типов (классификация М.М. Гендельмана, 1975), определялось соответствие профиля того или иного берега одному из типов и изменения профиля за период исследований.

Существенное замедление интенсивности горизонтальных русловых деформаций в маловодные годы отражается также в закреплении нижней части откосов растительностью. При этом более интенсивно, чем основание откоса, отступает пойменная бровка, иногда с оползанием блоков аллювия, что приводит к формированию профиля берега 2-го типа (оползающий откос). Образование фестонов и откосов обрушения (3-й тип берегов) сопровождалось резкому увеличению руслоформирующих расходов в 2018 году и длительному заполнению руслового ложа. Непосредственное воздействие струй потока на вогнутые берега ряда окских излучин накладывалось на неоднородности мехсостава откосов, связанные с циклическим характером голоценовой эволюции подмываемых генераций пойменного рельефа, что приводило к формированию профиля 4-го типа (террасовый берег).

Данные об уменьшении площади генераций пойменного рельефа в результате боковой эрозии русла Оки позволяют оконтурить участки поймы с наибольшим геоморфологическим риском. Ускоренная эрозия русла Оки на нижних крыльях излучин обуславливает наиболее низкую ценность местных пойменных угодий. Участки поймы с повышенной шероховатостью, примыкающие к верхним крыльям залесенных и пологих вогнутых берегов, наоборот, относительно

устойчивы. Они могут иметь большую хозяйственную ценность по причине оседания транзитных наносов при их заброске потоком на пойменную поверхность. В период чередования маловодий и лет с нормальным половодьем на фоне изменчивой гидроклиматической динамики окского бассейна возможен нелинейный отклик в интенсивности деформаций надводных частей берегов Оки, в том числе и по причине активизации гравитационного, суффозионного и антропогенного рельефообразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-623002) и Министерства промышленности и экономического развития Рязанской области.

Литература

Баровский, Н.А., Чалов, Р.С. Гидролого-морфологический анализ и условия развития русел рек в бассейне р. Оки // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2004. – №2. – С. 63-68.

Гендельман, М.М. К вопросу о механизме переработки берегов речных русел // Метеорология и гидрология. – 1975. – №12. – С. 89-94.

Кораблева, О.В., Чернов, А.В. Опыт мониторинга русловых деформаций на широкопойменных реках (на примере р. Керженец) // География и природные ресурсы. – 2008. – №2. – С. 158-165.

Чалов, Р.С., Завадский, А.С., Панин, А.В. Речные излучины – М., 2004. – 371 с.

Yu, M., Wei, H., Wu, S. Experimental study on the bank erosion and interaction with near-bank bed evolution due to fluvial hydraulic force // International Journal of Sediment Research. – 2015. – Vol. 30. – P. 81-89.

АНТРОПОГЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЭОЛОВОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА ЗИМНЕМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ (ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЙ, DGPS И БПЛА СЪЕМОК)

Гуринов А.Л., Луговой Н.Н., Репкина Т.Ю.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
gurinov.artem@gmail.com

Аннотация. Уровень антропогенной нагрузки на побережье Арктики (в т.ч. и на берегах Белого моря) заметно возрос в последние столетия (Романенко, 2007, Бредихин и др., 2020), что нашло отражение в активности эоловых процессов: на берегах Белого моря возникают песчаные антропогенные пустыни. Строение и динамика рельефа таких пустынь не одинаковы на разных участках и зависят от особенностей естественных условий и специфики антропогенной нагрузки. Цель исследования — выявление закономерностей антропогенной трансформации эолового морфолитогенеза на Зимнем берегу Белого моря. Выявлены типичные для района комплексы форм рельефа и отложений, связанных с определенными видами антропогенного воздействия. Необходимое условие активизации эоловых процессов - нарушение дерново-почвенного покрова, провоцирующее дефляцию в месте нарушения и аккумуляцию песка на других участках. Применение DGPS, БПЛА и георадиолокационной съемки позволило охарактеризовать особенности строения эолово-антропогенных отложений и приблизиться к количественной оценке масштабов антропогенной трансформации эолового морфолитогенеза.

Ключевые слова: Зимний берег Белого моря, аккумулятивные берега, антропогенная активизация, эоловые процессы, дефляция, БПЛА, DGPS, георадар

Введение. Формы эолового рельефа - неотъемлемая черта аккумулятивных песчаных берегов не только тропических и умеренных (Выхованец, 2003), но и высоких (Романенко, 1998, Сафьянов, Шевченко, 2007) широт. Антропогенное воздействие на рельеф морских песчаных террас побережья Белого моря, слабое во время бытования первобытных культур, заметно возросло в последние полтора столетия (Романенко, 2007, Бредихин и др., 2020) и, в соответствии с Арктической Доктриной РФ (<https://www.arctic2035.ru/>), будет только увеличиваться. Под влиянием человека также многократно усилилась и интенсивность эоловых процессов, которые изменяют облик и динамику рельефа побережья.

На Летнем, Терском и Зимнем берегах Белого моря сформировались участки, где эоловые процессы, спровоцированные деятельностью человека, практически полностью определяют облик и динамику рельефа (песчаные антропогенные пустыни). Развитие эолового рельефа протекает на разных берегах по-разному и зависит от строения прибрежных террас, объема наносов в береговой зоне, ветрового режима, а также от специфики антропогенной нагрузки. Цель исследования, таким образом, состоит в выявлении закономерностей антропогенной трансформации эолового морфолитогенеза на Зимнем берегу Белого моря.

Методы и материалы. Полевые работы проводились в июле 2019 г. и марте 2020 г.



Рисунок 1. Положение участков детальных исследований (составлено с использованием спутниковых изображений-мозаик Bing и GoogleEarth), схемы фактического материала.

на юго-восточном побережье пролива Горло (Зимний берег Белого моря) — в районе с. Ручьи. Естественные и антропогенные условия развития рельефа этого участка типичны для восточного берега пролива. В состав работ входили геоморфологическое профилирование и картографирование, инвентаризация антропогенного рельефа, описание разрезов естественных и антропогенных отложений, на ключевых участках (рис. 1) выполнены съемки DGPS и БПЛА, а также георадиолокационные исследования.

Для уточнения особенностей морфологии рельефа на ключевых участках была проведена аэрофотосъемка с помощью квадрокоптера DJI Phantom 4 Pro v2.0. Пролёт над сценой съёмки проводился на высо-

те 50-150 м по параллельным галсам, в ходе которых сделаны серии снимков из надирного положения камеры с перекрытием на уровне не менее 70%. Полученные наборы изображений обрабатывались в ПО Agisoft Metashape Pro v.1.5.1. Учитывая перекрытие, программа выбирает связующие точки на всех снимках и, используя их, строит трёхмерное облако, преобразует его в полигональную 3D-модель, на основе которой далее создаются карты высот, ЦММ и ортофотопланы участков съёмки.

Для повышения качества привязки и уменьшения внутренних погрешностей ЦММ на этапе её построения введены координаты специальных маркеров, полученные с помощью DGPS PrinCe i50 с плановой

и высотной точностью 3-5 мм. В результате плановое смещение и искажение высот на ЦММ не превышают первых дециметров. Полученная таким образом дистанционная основа позволяет дешифровать мельчайшие неровности рельефа, а также производить топографическую привязку геофизических данных по высотам.

Георадиолокационные исследования выполнены для уточнения мощности и особенностей залегания эоловых отложений и постилающих их пород. Всего было получено более 20 полевых радарограмм на 3 ключевых участках (рис. 1). Работы осуществлялись при помощи георадара Zond-12e и антенн с частотой 300 и 500 МГц. Средняя глубинность и разрешающая способность (около 20 см для съемки с частотой 500 МГц) аппаратуры позволяют с относительно высокой точностью оценить мощность навейных или перевейных пе-

сков по выбранным профилям. Геофизические данные в сочетании с анализом результатов БПЛА-съемки и геоморфологическим дешифрированием легли в основу количественной оценки объемов эолового переноса.

Обработка первичных (полевых) радарограмм проводилась с использованием специальных программ: Prism 2.5 и RadExplorer 1.42: применялись алгоритмы амплитудной коррекции, фиксации времени первого вступления, редакция трас, полосовая фильтрация, рельеф. Ввод данных о превышениях на ключевом участке «Ручьи» проводился с использованием высот ЦММ, созданной на основе DGPS- и БПЛА-съемки. В случае если высокоточные данные о высотах были недоступны, использовались топографические карты крупного масштаба, а также результаты определения превышений по профилям на местности с помощью

Таблица 1. Основные характеристики выделенных георадарных комплексов и скорости электромагнитных волн (V) в разных средах, использованные для составления глубинно-скоростных моделей

Георадарный комплекс	Характерные признаки волновой картины	V (см/нс)
снег и лед	положение в разрезе, низкие амплитуды отраженных волн внутри слоя	12
эоловые пески	положение в разрезе, «прозрачный» тип волновой картины**, наклонные оси синфазности внутри слоя (косая слоистость)	12-15*
пески (морские), пляж	положение в разрезе, признаки обводнения (низкочастотный сигнал и быстрое затухание)	9
пески, супеси с обломками (древние морские)	положение в разрезе, местами признаки обводнения (низкочастотный сигнал), «хаотический» тип волновой картины**	12*
торф	положение в разрезе, признаки обводнения (низкочастотный сигнал и быстрое затухание)	8.5*

* - вычислены экспериментально - по годографам дифрагированных (отраженных) волн

** - по Старовойтову, 2008

ручного уровня CST Berger 17-632 Hand Sight Level и мерной рейки.

Интерпретация радарограмм проводилась на основе анализа волной картины (табл. 1) согласно стандартной методике, описанной в специальной литературе (Старовойтов, 2008) с учетом данных бурения, расчисток и визуальных наблюдений мощности снежного покрова, что позволяло соотносить волновую картину радарограммы с реальным разрезом.

Результатом обработки и интерпретации радарограммы является построение т.н. глубинно-скоростной модели, учитывающей диэлектрическую проницаемость (ϵ) для разных сред, которая может быть получена из литературных источников и/или вычислена экспериментальным образом. Последний способ предполагает использование уравнения годографа дифрагированных (отраженных) волн (Старовойтов, 2008). В программной среде RadExplorer эта функция реализована с помощью инструмента «Гипербола». Результаты вычисления ϵ для разных сред легли в основу глубинно-скоростных моделей (табл. 1).

Материалы полевых исследований и их обработки дополнены результатами де-

шифрирования топографических карт детальных масштабов и космических снимков сверхвысокого разрешения, содержащихся в открытых интернет-источниках.

Результаты и обсуждение. На правом берегу р. Ручьи — на ключевом участке «Заречье» — были обследованы формы эолового рельефа, формирующиеся в относительно ненарушенных условиях. Устьевая область р. Ручьи — участок мощной современной аккумуляции преимущественно песчаного материала (Репкина и др., 2019), что провоцирует его эоловый вынос с пляжа и осушки. Пески, поступающие с пляжа и формирующиеся за счет перевевания чехла террасы, создают дюнный массив, вытянутый вдоль берега на северо-восток от устья реки, и налегают на более древние морские осадки. По данным георадарных исследований, мощность песков в дюнном массиве достигает 3-4 м (рис. 2а).

Нарушения дерново-почвенного покрова — проезды транспорта — провоцируют дефляцию на поверхностях песчаных террас, дюн и авандюн. В случае если транспортная колея используется относительно редко и не нарушена тяжелой техникой, она углублена на первые сантиметры, а раз-

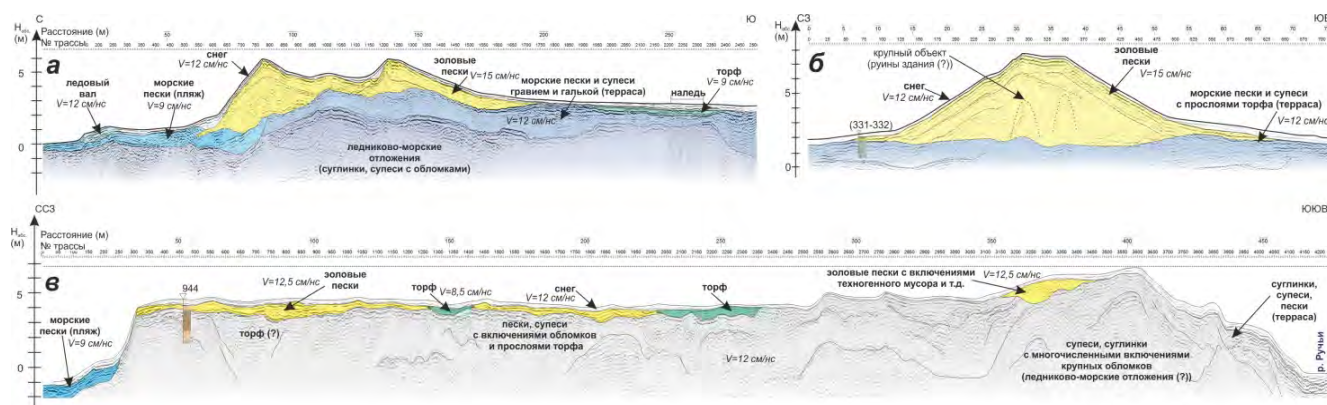


Рисунок 2. Результаты обработки и интерпретации радарограмм по профилям:
а) 053 — участок «Заречье»; б) 056 — участок «Инцы» (дюна Погорелка);
в) 013_014 — участок «Ручьи»

меры редких дефляционных форм не превышают первые десятки сантиметров. При многократных проездах техники и наличии достаточно мощного покрова песков вдоль дорожной колеи формируются котловины длиной до первых десятков метров при ширине до 15 м и глубине до 2 м. По периметру дефляционных котловин образуются аккумулятивные формы длиной и шириной 10-30 м при высоте до 1-2 м. Состав слагающих их песков почти не отличается от состава естественных эоловых отложений.

Своеобразный комплекс эоловых форм и отложений сформировался на участке активной хозяйственной деятельности к СЗ от с. Ручьи — древнего поморского поселения, возникшего еще в XIV веке. Хозяйственная деятельность жителей традиционно ориентирована на освоение морских ресурсов и прибрежную торговлю. По сведениям В. Рамзая (1898) к началу XX века деревня располагалась на «песчаном плато» (Sandplateau) высотой около 7 м. Сегодня поверхность массива опутана сетью дорог, врезаемых на глубину до 2 м. На береговых уступах образовались дорожные выемки шириной по дну до 30 м при глубине до 4 м. Дорожные колеи на пляже и осушке не сохраняются долго, однако регулярные механические нарушения активизируют эоловый вынос наносов с берега и провоцируют его отступление. С удалением от участка интенсивного воздействия на пляж и береговые уступы закономерно уменьшаются ширина и мощность эолового «шлейфа», а также и доля техногенной части антропогенных эоловых отложений.

На радарограммах антропогенно-эоловые отложения дешифрируются по наличию многочисленных волн-помех — расхо-

дящихся от одной точки в разные стороны крутопадающих осей синфазности (гипербол). Они образуются в результате отражения/дифракции волн на относительно крупных (более 20-30 см в диаметре) объектах, свойства которых резко отличаются от вмещающей среды. Часто на участках интенсивного освоения в верхней части разреза в роли таких объектов выступают фрагменты бытового и строительного мусора, металлолом и др. техногенные включения (рис. 2 б, в).

Немного иначе устроен комплекс эоловых форм и отложений вблизи аэродрома с. Ручьи, который расположен на песчаной террасе. Пески, вынесенные с летного поля, накапливаются у бровок террасы, образуя дюны. Отложения дюн в районе аэродрома не отличаются от эоловых отложений, сформировавшихся без участия человека.

На участке «Инцы» также был обследован заброшенный аэродром с грунтовым покрытием, действовавший в 1940-х годах. Летное поле расположено на пологогордовой террасе, сложенной песками с обильными включениями гравия и гальки. В районе аэродрома терраса выровнена; из-за дефляции ее поверхность бронирована гравийно-галечной отмосткой (Репкина и др., 2017). На террасе возвышается одинокая дюна Погорелка диаметром около 50 м и высотой 5,5 м. Радиолокационные исследования показали (рис. 2б), что в основании дюны присутствует чужеродный (антропогенный) объект — ядро аккумуляции (предположительно, остов сгоревшего здания (избы) диспетчерской аэродрома). На расстоянии 2 км от берега моря располагается более обширный участок преимущественной аккумуляции материала, выносимо-

го ветром с пляжа и с поверхности террасы, — относительно компактная (общей площадью около 6 кв. км) пустыня с комплексом эоловых аккумулятивных и денудационных форм. Мощность толщи навесных песков здесь достигает 9-11 м, при этом пески надвигаются на окружающие озерно-болотные комплексы, в корне изменяя ландшафт.

Выводы:

1. Использование геофизических методов, данных БПЛА-съемки и др. материалов позволило оценить объем эолового выноса: на участке «Ручьи» — более 200 тыс. куб. м., т.е. более 50 тыс. куб. м с 1 пог. км берега. При этом в зоне наиболее интенсивной хозяйственной деятельности объем выноса возрастает почти в 1,5 раза.

2. Обломки построек, брошенная техника и бытовой мусор, перемешиваясь с материалом естественного происхождения, образуют особый комплекс эолово-антропогенных отложений. Как правило, это неравномерно слоистые и неоднородные по составу пески мощностью от 1-1.5 до 5 м, с содержанием антропогенных включений от первых процентов до более половины объема толщи.

3. Суммарная площадь поверхности, измененной деятельностью человека, в окрестностях деревни Ручьи в 3 раза превышает размер самого поселения (около 75 га, из которых только около 25 га — площадь селитебной застройки).

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»; при финансовой поддержке проектов РФФИ в рамках научных проектов № 18-05-60200/18 и № 19-05-00966/19.

Литература

Бредихин, А.В., Еременко, Е.А., Харченко, С.В. и др. Районирование Российской Арктики по типам антропогенного освоения и сопутствующей трансформации рельефа на основе кластерного анализа // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. — 2020. — №1. — С. 42-56.

Выхованец, Г.В. Эоловый процесс на морском берегу — Одесса: «Астропринт», 2003. — 368 с.

Репкина, Т.Ю., Зарецкая, Н.Е., Шилова, О.С. и др. Морфодинамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы в голоцене / Геология морей и океанов: М-лы XXII Международной научной конф. (школы) по морской геологии. Т. 3. — М.: ИО РАН, 2017. — С. 274–278.

Репкина, Т.Ю., Зарецкая, Н.Е., Шилова, О.С. и др. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика / Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Выпуск 6. — Спб.: ААНИИ, 2019. — С. 146–153.

Романенко, Ф.А. История природопользования. В кн.: Геоэкологическое состояние арктических побережий России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. — М.: ГЕОС, 2007. — С. 98-112.

Романенко, Ф.А. Строение и динамика рельефа островов Карского моря / Динамика Арктических побережий России / под ред. В.И. Соломатина, В.А. Совершаева, И.И. Мазура. — М.: Географический ф-т МГУ, 1998. — С. 131-147.

Сафьянов, Г.А., Шевченко, Н.Е. Эоловые процессы на берегах Белого моря / Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря. — Геленджик: ЮО

ИО РАН, 2007. – С. 175-178.

Старовойтов, А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. Учебное пособие – М.: Изд-во МГУ, 2008. – 192 с.

Ramsay, W. Über die geologische

Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // Fennia – 1898. – Bd. XVI. – N1. – S. 1-151.

<https://www.arctic2035.ru/> (дата обращения: 31.05.2020).

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ ТРЁХМЕРНЫМ ДАНЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ)

Другов М.Д.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
midrug@gmail.com

Аннотация. Проанализированы изменения эолового рельефа Анапской пересыпи по материалам воздушного лазерного сканирования всей пересыпи (2013 и 2015 гг.) и съёмки с беспилотных летательных аппаратов её отдельных участков (2019 г.). Съёмки выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00333) в ходе выполнения инициативных исследовательских проектов под руководством В.В. Крыленко. Для создания карт динамики был выбран участок на северо-западе Анапской пересыпи, в пределах которого хорошо выражен фронтальный дюнный вал. По полученным данным были построены цифровые модели рельефа (ЦМР) за каждый год и путём попиксельного вычитания одной из другой получены разностные ЦМР. Также, оценка изменений рельефа осуществлялась путём автоматизированного анализа смещения структурных линий. Для выбранного района по ЦМР за каждый год строилась сеть поперечных профилей, на которых по разработанной автоматизированной методике выделялись структурные линии фронтального дюнного вала: гребень и тыловой шов наветренного (мористого) склона. Для каждого профиля вычислялась скорость смещения гребня и тылового шва наветренного склона, что позволило создать карты скоростей смещения фронтального дюнного вала исследуемого участка. Путём совместного анализа разностных ЦМР, карт смещения вала и поперечных профилей на исследуемом участке было выявлено четыре основных типа динамики дюнного рельефа: а) фронтальный дюнный вал остаётся неподвижным; б) наветренный склон вала стабилен, на подветренном происходит аккумуляция материала; в) денудация на наветренном склоне вала, подветренный склон стабилен; г) денудация на наветренном склоне вала, аккумуляция на подветренном. На основе этой классификации были составлены карты динамики дюнного рельефа участка Анапской пересыпи.

Ключевые слова: динамика рельефа, дюнный рельеф, Анапская пересыпь, лазерное сканирование, беспилотные летательные аппараты

Введение. Изменения морских берегов чаще всего носят плавный характер, в связи с чем для их выявления необходимы данные

высокого пространственного и временного разрешения, которые могут быть получены с помощью дистанционного зондирования

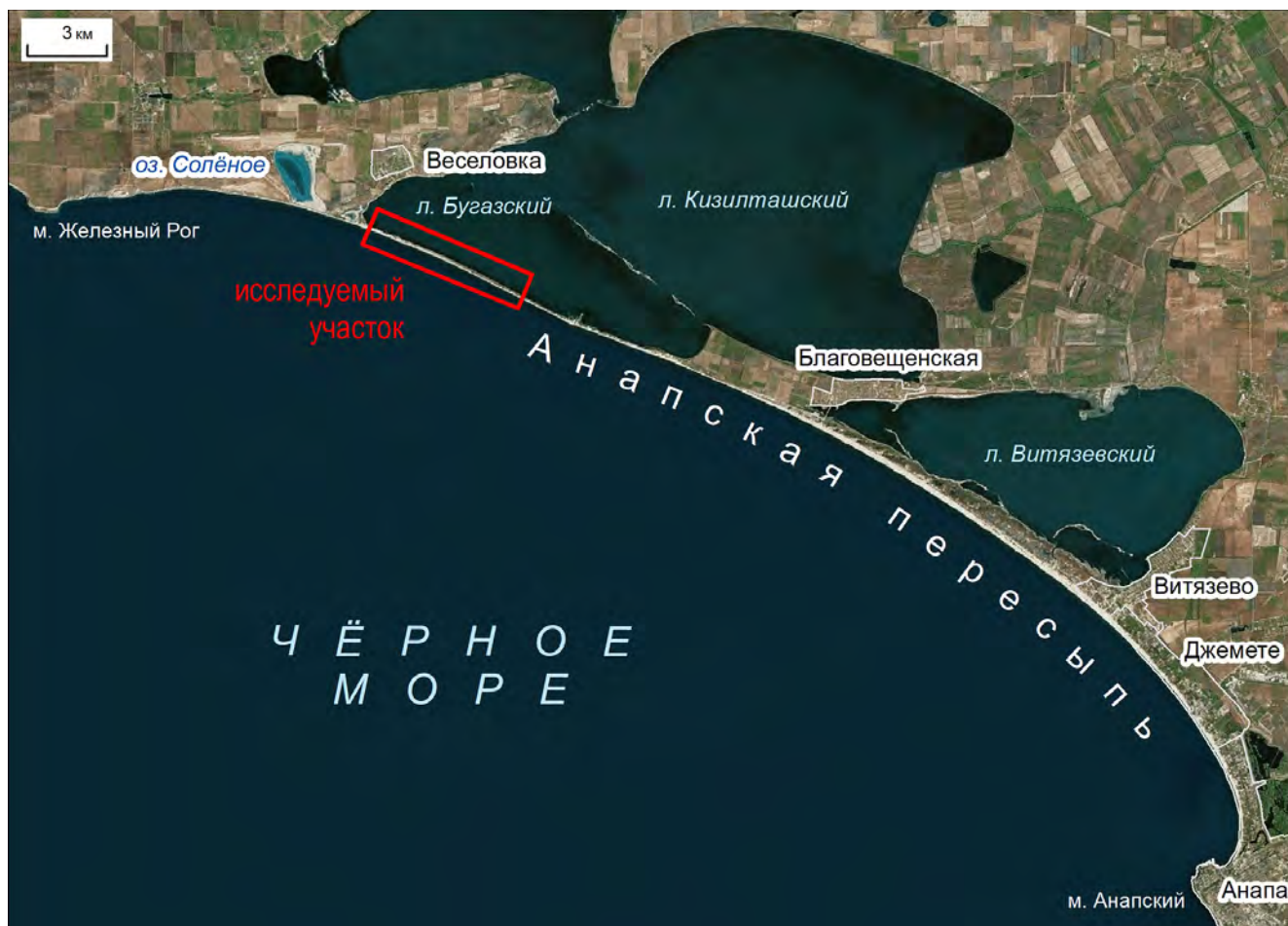


Рисунок 1. Анапская пересыпь.

Земли. Применение разновременных оди-
ночных космических снимков позволяет
оценивать динамику отдельных элементов
берегового рельефа, однако для более глубо-
кого анализа всех элементов рельефа бере-
говой зоны применяются трёхмерные дан-
ные дистанционного зондирования (ДДЗ),
позволяющие получать цифровые модели
рельефа (ЦМР). Помимо классической сте-
реофотосъёмки и радиолокационной интер-
ферометрии для получения подобных ДДЗ
используются лазерное сканирование, в т.ч.
воздушное (ВЛС), и наиболее современный
метод — съёмку с беспилотных летатель-
ных аппаратов (БПЛА).

Целью работы было картографирование
динамики рельефа Анапской пересыпи по

разновременным данным ВЛС и съёмки с
БПЛА. Для изучения был выбран участок в
северо-западной части пересыпи протяжён-
ностью 6 км (рис. 1). На пересыпи шири-
ной 100-150 м вдоль узкого (20-50 м) пляжа
тянется хорошо выраженный невысокий
(2-3 м) фронтальный дюнный вал. Участок
полностью покрыт данными ВЛС за 2013 и
2015 гг. и на треть съёмкой с БПЛА 2019 г.

Методы и материалы. Данные ВЛС и
выполнявшейся одновременно цифровой
аэрофотосъёмки были получены в резуль-
тате двух съёмок 21.11.2013 и 09.10.2015 при-
брежной полосы от мыса Железный рог до
мыса Анапский. Методика обработки дан-
ных изложена в работе (Boyko et al., 2015).
Дальнейшая работа велась уже с прошед-

шими обработку классифицированными облаками точек.

Съёмка с БПЛА DJI Phantom 4 для участка Анапской пересыпи осуществлялась 21.04.2019 в рамках выполнения инициативных исследовательских проектов под руководством В.В. Крыленко. Для пространственной привязки материалов съёмки использовались закреплённые на земле опознаки, координаты которых определялись с помощью ГНСС-съёмки методом быстрой статики. Обработка данных съёмки осуществлялась в программном обеспечении (ПО) Agisoft Metashape методом «Structure from Motion with Multi-View stereo» (Smith et al., 2015). Сначала производилось создание разреженного облака точек с привязкой по бортовым координатам БПЛА. Далее выполнялась точная пространственная привязка полученного облака по координатам опознаков, после чего создавалось плотное облако точек. Полученное облако точек было проклассифицировано для удаления точек, не относящихся к поверхности Земли, а затем было выполнено уравнивание данного облака точек с облаками точек ВЛС.

Результаты. По облакам точек за все три срока в ПО SAGA методом «естественной окрестности» были построены ЦМР с пространственным разрешением 0,25 м. По ним путём вычитания одной ЦМР из другой были построены разностные ЦМР для интервалов 2015-2013 и 2019-2015 гг.

Также, по ЦМР были построены поперечные профили с шагом 5 метров. Созданные профили использовались для автоматизированного выделения гребня фронтального дюнного вала и тылового шва его наветренного склона, опираясь на методику, предложенную в работе Г.Ф. Сток-

дона (Stockdon et al., 2012). Посредством алгоритма, реализованного на языке программирования Python 3.7, на предварительно сглаженной кривой каждого из профилей выявлялись точки перегиба, из которых путём фильтрации по экспертно заданным параметрам выделялись точки, расположенные на гребне вала и на тыловом шве. Параметрами выступают расстояние от уреза, минимально возможная высота гребня и тылового шва и минимально возможный перепад между ними. Вычисленные точки просматриваются пользователем, который редактирует их положение, если оно оказывается неверным. Для каждого профиля рассчитывается скорость смещения гребня и тылового шва.

Выводы. Совместным анализом разностных ЦМР, поперечных профилей и вычисленным положением гребня вала и тылового шва наветренного склона были выявлены четыре основных типа динамики дюнного рельефа исследуемого участка: а) положение фронтального дюнного вала стабильно с незначительными изменениями высоты на склонах; б) наветренный склон вала стабилен, на подветренном — аккумуляция материала; в) денудация на наветренном склоне вала, подветренный склон стабилен; г) денудация на наветренном склоне вала и одновременная аккумуляция на подветренном.

На основе созданной классификации были составлены карты динамики дюнного рельефа участка Анапской пересыпи.

Съёмки Анапской пересыпи выполнялись при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-00333 в ходе выполнения инициативных исследовательских проектов под руководством В.В. Крыленко.

Литература

Boyko, E., Krylenko, V., Krylenko, M. LIDAR and airphoto technology in the study of the Black Sea accumulative coasts / Third International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2015). – 2015. – Т. 9535. – P. 95351Q. URL: <https://doi.org/10.1117/12.2192577>.

Smith, M.W., Carrivick, J.L., Quincey, D.J. Structure from motion photogrammetry in physical

geography // Progress in Physical Geography. – 2016. – Т. 40. – №.2. – P. 247-275. URL: <https://doi.org/10.1177/0309133315615805>.

Stockdon, H.F., Doran, K.S., Thompson, D.M., Sopkin, K.L., Plant, N.G., Sallenger, A.H. National assessment of hurricane-induced coastal erosion hazards: Gulf of Mexico. USGS Open-File Report. – 2012. – 51 p.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОЧНИКИ НАНОСОВ В ДЕЛЬТЕ СЕЛЕНГИ

Захарова Э.Д., Беляев В.Р., Харченко С.В.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
ellina1997zahar@gmail.com*

Аннотация. Дельта реки Селенги является самой крупной пресноводной лопастной дельтой в мире. Эта река поставляет более половины стока воды и наносов в озеро Байкал. Дельта Селенги является геохимическим фильтром на границе раздела река-озеро, аккумулируя наносы, тяжелые металлы и прочие загрязнители. Задачей данного исследования является выяснение механизма осадконакопления в дельте Селенги на дельтовых геоморфологических позициях в разные периоды водности. В качестве ключевых участков выбраны высокая пойма, заводи и старичные озера Ханжеевское и Хлыстов Затон на высокой пойме. С помощью анализа гранулометрического состава осадков аллювиальных фаций озер, заводей, стариц, поймы, стрежени и взвешенного вещества, отобранного непосредственно из дельтовых протоков, удалось охарактеризовать динамику осадконакопления. Для обнаружения источников наносов использован метод геохимического фингерпринтинга. Определено, что основными источниками наносов для формирования рассмотренных осадочных фаций служили размывы пойменных берегов основного русла в нижнем течении Селенги и сток взвешенных наносов из верхних звеньев флювиальной сети бассейна.

Ключевые слова: дельтовая аккумуляция, источники наносов, тяжелые металлы, бассейн Селенги

Введение. Изучение механизма осадконакопления необходимо для моделирования аккумуляции загрязняющих веществ внутри маргинального фильтра — дельты Селенги, при разных фазах водного режима и колебаниях уровня Байкала. Предполага-

ется, что режим седиментации аллювиальных фаций и, следовательно, связанных с наносами загрязняющих веществ, контролируется расходами воды, затапливающими разные геоморфологические уровни на различные глубины и время, в зависимо-

сти от характеристик конкретного паводка. Вероятно, при наметившейся тенденции к уменьшению стока в паводки, все больше загрязняющих веществ будет выноситься в акваторию Байкала и все меньше оставаться в пределах дельтового массива. Изучая механизм осадконакопления, появится возможность прогнозировать и предотвращать чрезмерный сток загрязняющих веществ в акваторию Байкала.

Одним из крупнейших разрывов в горном обрамлении Байкала является район нижнего течения и дельты р. Селенги. Дельта р. Селенги расположена вблизи сильно расчлененного нагорья Восточного Прибайкалья, окаймленного хребтами Хамар-Дабан, Морской и Улан-Бургасы с абс. отметками 2000-2500 м, между которыми находится обширная долина Селенги и Кударинская равнина. Прибрежно-дельтовая равнина представлена Усть-Селенгинской тектонической впадиной Байкальской рифтовой зоны (Иванов и др., 2007). В нижнем течении долина реки имеет четковидное строение, характеризующиеся частыми сужениями и расширениями, характерно наличие русловых, в районе дельты — пойменных разветвлений.

По В.Н. Коротаеву (Иванов и др., 2007), с нижнего плейстоцена до голоцена в устье Селенги было образовано по крайней мере три разновозрастных аллювиальных конуса выноса, вложенных друг в друга (наиболее древний — раннеплейстоценовый, позднеплейстоценовый и молодой голоценовый). Современная устьевая область Селенги, занимающая территорию между с. Жилино, с. Исток и с. Облом., состоит из двух геоморфологически ярко различающихся областей, в одной из которых преобладает режим озера Байкал и рельеф со-

ответствующего генезиса (нижняя, озерная часть дельты), а в другой — аллювиально-дельтовые условия (верхняя часть дельты) (Потёмкина, 2004).

Высокая пойма занимает наибольшие площади в верхней части дельты, её превышение над урезом примерно 1,5-1,8 м в межень и 0,2-0,3 м в период паводков с расходами выше среднего (10% обеспеченности). Микрорельеф высокой поймы ложбинно-гривистый или ложбинно-островной, представлена она островными массивами разного размера. Пойменный материал, в основном, представлен мелким или тонким алевритистым песком.

Средняя пойма, которая рассматривалась как основная зона аккумуляции наносов, распространена, в основном, вдоль русла крупных проток (Селенгинская, Левобережная) и в форме островов на уровне русловых разветвлений. Тыловой шов средней поймы нечеткий. В период полевых работ 2019 г. средняя пойма была полностью затоплена с 06.08.2019 по 09.08.2019. На ключевом участке в вершине протоки Сорокоустовской шпора поймы была прорвана потоком, сама поверхность затоплена примерно на 20-25 см, с признаками течения. В меженный период относительная высота пойменного массива составляет около 1,6 м над урезом. Мощность накопившегося за один паводок августа 2019 г. наилка составляет примерно 20 см на центральной поверхности поймы и более 30 см в её тыловой части. Рельеф поймы после схода паводка мелкогривистый, характерны более мощные аллювиальные накопления в областях аккумуляции за стволами деревьев, создающими скоростную тень. В разрезе на острове Сорокоустовский наблюдается серия погребенных гумусированных горизонтов,

образованных в период стабилизации поверхности поймы, снижения темпов эрозионно-аккумулятивных процессов и низких уровней. Они перекрыты свежими аллювиальными отложениями, накопленными в периоды повышенной водности, подобные тому, который наблюдался в 2019 году, при затоплении поверхности поймы.

Поверхность низкой поймы большую часть паводочного периода в многоводные периоды, с апреля по октябрь, скрыта под водой. Её площадь наименьшая из всех, в основном она представляет собой узкую полосу вдоль русла шириной в первые метры.

Высота над урезом при расходах средней обеспеченности колеблется от 0,3 до 0,5 м.

Еще одна геоморфологическая позиция, которая рассматривалась как типичная зона переотложения наносов, представлена старичными озерами на высокой пойме: Хлыстов Затон и Ханжеевское. Хлыстов Затон расположен в тыловом шве средней поймы и характеризуется промывным режимом. Высота около 1,6 м над меженным урезом. В разрезе донных осадков старичного озера наблюдалось переслаивание разной крупности песков, в некоторых слоях с примесью алеврита. Режим старичного озера Ханже-

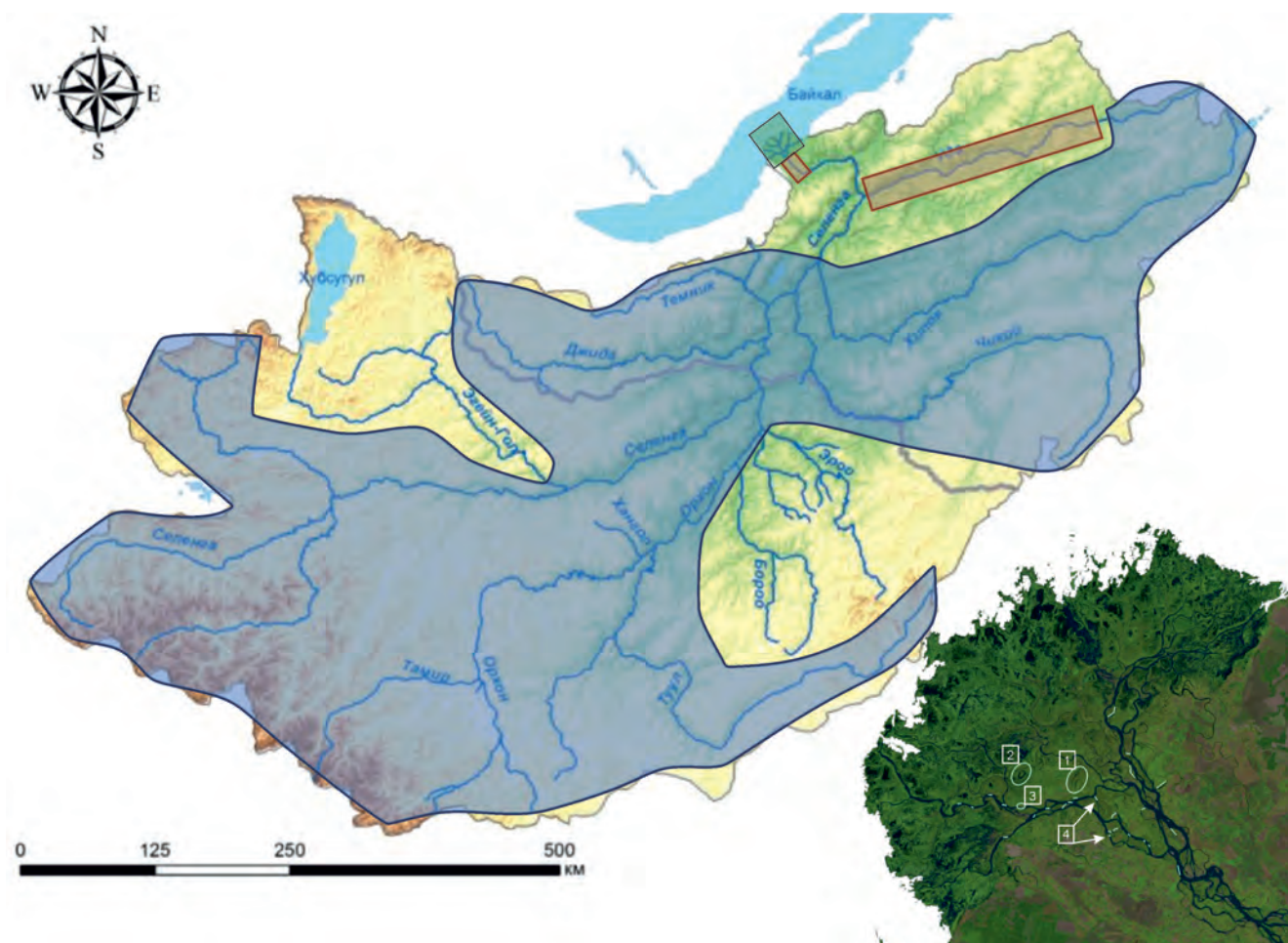


Рисунок 1. Карта бассейнового (синяя заливка) и берегового (коричневая заливка) источников и ловушек наносов (снимок-врезка).

1 — озеро Хлыстов Затон; 2 — Ханжеевское; 3 — средняя пойма; 4 — заводи

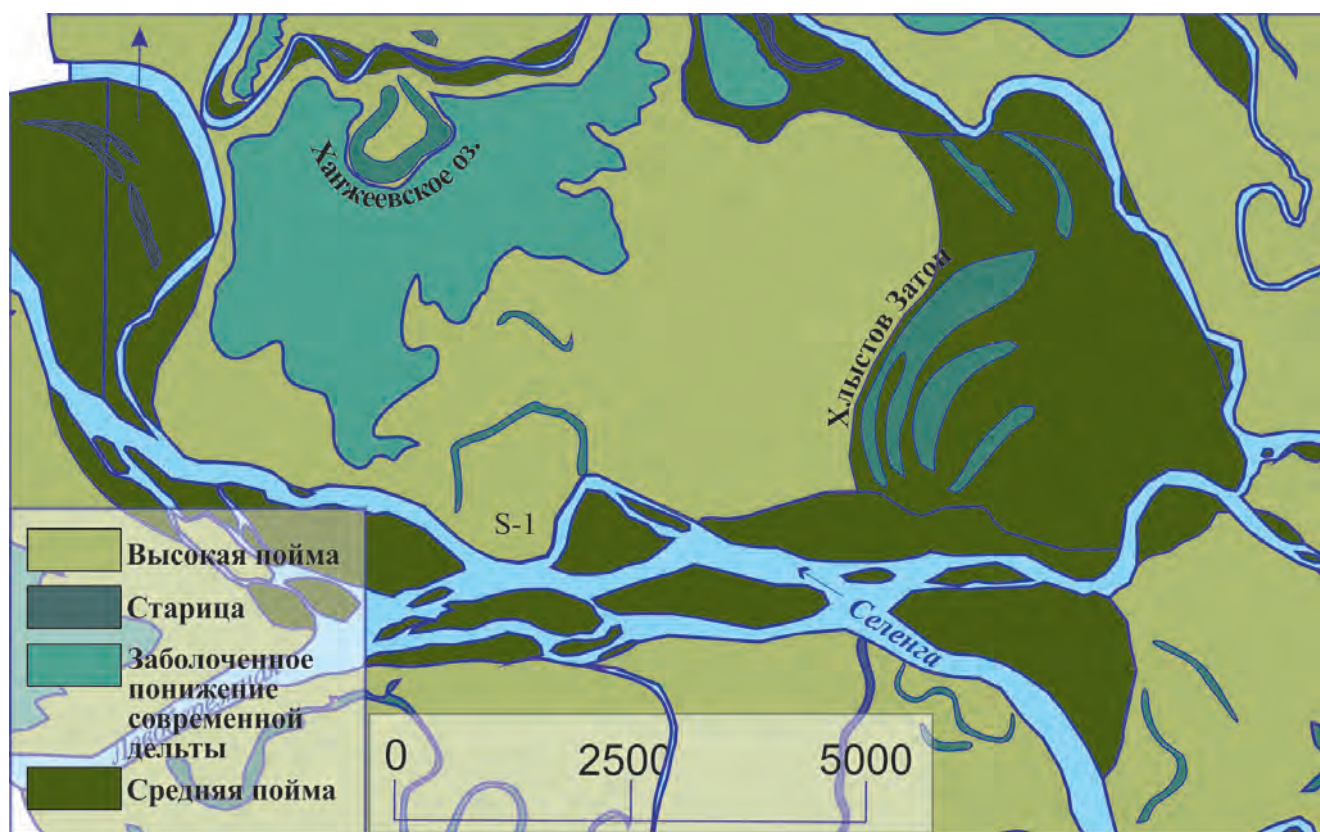


Рисунок 2. Морфодинамическая карта-схема ключевого участка

евского, напротив, слабопромывной, а само оно расположено на высокой пойме. В разрезе преобладают легкий и средний суглинки, с пиком песчаного материала на глубине 30-60 см. Общая высота 2-2,15 м над меженным урезом.

Материалы и методы. Ключевыми участками для установки ловушек взвешенных наносов и определения источников их поступления были выбраны бассейны основных притоков Селенги — Орхона, Туула, Уды и т.д. (рис. 1, 2).

Фактический материал получен автором в 2018-2019 г. во время полевых исследований в государственном Кабанском заказнике. Для образцов пойменного наилка и старичных отложений проводились анализы на гранулометрический состав и содержание тяжелых металлов. Необходимой была информация об источнике осад-

ков, а именно оценка роли бассейновой и русловой составляющей стока наносов в разные гидрологические сезоны. Данные такого рода сложно получить с использованием традиционных методов. Для решения задачи автором был применен т.н. метод отпечатков пальцев (fingerprinting). Расчеты проводились с помощью пакета FingerPro (Lizaga et al., 2018). В качестве маркеров для характеристики свойств осадка геоморфологических ловушек использовался широкий спектр тяжелых металлов и радионуклидов (B, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, Ni, Pb, Th, U, V, Zn, ^{137}Cs). Этот метод является, по сути, современной реализацией метода определения источников сноса на основе анализа питающих провинций. В качестве источников взят сток тяжелых металлов в бассейне Селенги в 2011, 2012, 2013, 2016 и 2019 году и

отложения высокой поймы непосредственно в нижнем течении Уды и Селенги.

Генетическое разделение составляющих стока наносов дает возможность проследить механизм формирования разных фаций, а также установить относительный вклад ряда потенциальных источников в их формирование. Разделяя сток взвешенных наносов на русловые и бассейновые источники для Селенги, ожидалось выявить преобладание бассейновой составляющей. Для этого существует ряд причин: широкое антропогенное освоение территории бассейна (распашка и выпас скота), усиливающее почвенно-овражную эрозию, грушевидная плановая форма водосбора, также способствующая доминированию бассейновой составляющей. При этом существуют факторы, указывающие на обратное, например, относительно большая площадь водосбора. С увеличением длины реки возрастает вероятность дальнейшей мобилизации тонкодисперсного материала русловой эрозией и оседание бассейновых наносов в руслах малых рек. Таким образом, уже для дельтовых фаций можно увидеть преобладание русловой составляющей. С практической точки зрения это позволит дифференцировать источники наиболее сильного загрязнения для разных геоморфологических позиций.

Результаты. Аккумуляция в исследованных геоморфологических позициях (на средней пойме, в плесовых лощинах и старичных понижениях) происходит при участии тонкодисперсного материала взвеси: от 70-50% на пойме и до 15-10% в плесовых лощинах. Максимально соответствует составу пойменного аллювия тонкодисперсная составляющая взвешенных наносов, являясь доминирующим источником аккумуля-

ции, что резко отличает пойму от других геоморфологических позиций. Наиболее похожими по составу являются старичная фация и фация плесовых лощин, сходство обнаруживается в значительной роли органогенного физического ила, что связано с активным продуцированием биомассы в вегетационный период. Все это свидетельствует о существенных различиях механизмов осадконакопления в разных фациальных зонах дельты.

Для средней поймы можно предположить следующую схему осадконакопления: во время повышения уровня в период паводков до выхода на поверхность поймы (как наблюдалось в 2013 г.) активно размываются береговые уступы поймы, сложенные преимущественно физическим илом (около 50%) и глиной. Продукты размыва пойменных берегов, поступившие в сток наносов, отличаются более тонким гранулометрическим составом, по сравнению с бассейновой составляющей стока и, поэтому, находятся во взвеси, осаждаясь только в случае выхода потока на поверхность поймы. Основной объем старичной фации формируется за счет размывов пойменных берегов, как это происходило во время паводка 2013 г. Однако большую роль начинает играть и бассейновая составляющая, что подтверждается гранулометрическим анализом, указывающим на увеличение средне-взвешенного диаметра наносов. В затонах закономерно начинает доминировать бассейновая составляющая наносов.

Выводы. Прикладное значение данной работы заключается в количественной оценке и получении возможности моделирования накопления загрязняющих веществ в дельте Селенги в условиях изменений водного режима реки и колебаний уровня Бай-

кала. Металлы и металлоиды, поступающие при высоких паводках с тонкодисперсной русловой составляющей с горнодобывающих предприятий и сельскохозяйственных угодий в нижнем течении Селенги, аккумуляруются на поверхности поймы, в дельтовых озерах и старицах. Вероятно, при наметившейся тенденции к уменьшению стока в паводки, все больше загрязняющих веществ будет выноситься в акваторию Байкала и все меньше оставаться в пределах дельтового массива. Полученные количественные данные о динамике и механизмах осадконакопления различных аллювиальных фаций дельты дают возможность прогнозировать возможное увеличение стока загрязняющих веществ и разрабатывать подходы к предотвращению его негативного воздействия на приемный водоем.

Работы 2018-2019 гг. выполнены при финансовой поддержке совместного проекта РГО-РФФИ № 23/2017 «Оценка и про-

гноз трансграничного перемещения вредных (загрязняющих) веществ в системе река Селенга-озеро Байкал» (ФЦП)» в составе комплексной гидролого-геохимической экспедиции Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством доцента, к.г.н. М.Ю. Лычагина и доцента, к.г.н. С.Р. Чалова.

Литература

Иванов, В.В., Коротаев, В.Н., Лабутина, И.А. Морфология и динамика дельты р. Селенги // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2007. – №4.

Потёмкина, Т.Г. Гидролого-геоморфологическое районирование устьевой области р. Селенги // Водные ресурсы. – 2004. – Т. 31. – №1. – С. 15-20.

Lizaga, I. et al. FingerPro mixing model: An R package for sediment tracing / EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2018. – Т. 20. – С. 3752.

ГЕОМОРФОМЕТРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТНЫХ МЕСТОПОЛОЖЕНИЙ СРЕДСТВАМИ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ: ОПЫТ, ДОСТИЖЕНИЯ, ПРОБЛЕМЫ

Колбовский Е.Ю.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
kolbowsy@mail.ru*

Аннотация. На примере двух ключевых участков (горного — Аргунский заповедник — и равнинного — территория Ярославской области) предпринята попытка использовать современные методы полуавтоматизированной сегментации рельефа для задач прогнозного картографирования морфолитогенной основы ландшафтов — так называемых ландшафтных местоположений. Проведенное апробирование алгоритмов, реализованных в программных комплексах SAGA и ARCMAP, позволило выявить определенные тренды их разработки и усовершенствования, вызванные стремлением отобразить стационарные и геоциркуляционные свойства природных ландшафтов, предложить разные инварианты состава и взаимодействия ландшафтообразующих факторов, перейти от первоначальных «ло-

кально-объектных» классификаций к классификациям, учитывающим «соседство» на профиле, и далее — к паттернам, учитывающим «окрестности» и взаиморасположение форм. Использование «нечетких множеств» позволило преодолеть «жесткость» градиентных значений факторных переменных, «плавающая» размерность расчетного окна вместе с многоэтапностью алгоритма дали возможность учитывать несколько иерархических (масштабных) уровней дифференциации земной поверхности.

Ключевые слова: геоморфометрическое ГИС-моделирование, ландшафтные местоположения, автоматизированные алгоритмы

Введение. Известно, что ландшафтоведение как научная дисциплина в своем «классическом» варианте имеет тесные связи с геоморфологией. Исторически ареалами для проведения полевых исследований послужили освоенные ландшафты российского Центра, в пределах которых границами локальных ландшафтных выделов признавались так называемые «характеристические» линии рельефа. Установленная в 1960-х гг. традиция предполевого камерального картографирования (Видина, 1962) во много наследовала приемы новаторского (на тот период) почвенного картографирования, концептуализированные в качестве метода «пластики рельефа» (Временная методика..., 1984, Степанов, 2006), каковой по сути представляет собой один из прикладных вариантов геоморфологического картирования по подложке «разгруженной» топографической карты (карты горизонталей).

В рамках классического ландшафтоведения методология мануального картографирования (в англоязычной географии - *state of art mapping*) продолжала оставаться господствующей на протяжении более, чем полувека, что в известной мере определило неуспех парадигмы ландшафтного планирования в РФ, ибо никакой предлагаемый для практики подход не может опираться на неформализованные алгоритмы, не являющиеся в должной степени ни прозрачными, ни

воспроизводимыми, ни сравнимыми. Появление компьютерных технологий и геоинформационных систем на первых этапах не изменило ситуацию: ландшафтные карты продолжают «рисовать», только теперь уже в ГИС-среде.

В последние два десятилетия в связи с развитием теории «рельефа-поля» и соответствующего направления моделирования земной поверхности — геоморфометрии (Шарая, Шарый, 2003; Шарый, 2006; Флоринский, 2009, 2016) появились принципиально новые возможности, которые будучи широко используемы в рамках зарубежной «ландшафтной экологии» (Evans et al., 2009; Evans, 2012) постепенно оформились в технику «прогнозного ландшафтного картографирования» — «predictable landscape mapping» (MacMillan, Shary, 2009, Wilson, 2018). Основным объектом моделирования в этой технике являются так называемые «landforms» (Hengl, MacMillan, 2009), «landscape sites», а также «geomorfons» (Jasiewicz, Stepinski, 2013) — термины, не имеющие однозначных аналогов в отечественной географии вследствие несколько сдвинутых и потому несоотносимых напрямую пространственных масштабов (Виноградов, 1998). Пожалуй, ближе всего к этим понятиям (если рассматривать аналогичные представления, связанные с морфодинамической основой ландшафтов) будут «формы и мезоформы рельефа», «ландшафтные ме-

Таблица 1. Базовые свойства алгоритмов, используемых для моделирования ландшафтных местоположений (фрагмент)

Наименование алгоритма	Переменные на входе модели	Регулируемые опции и значения	Основные операции	Возможность учета иерархических уровней дифференциации	Сущности на выходе модели
TPI Based Landform Classification (Wilson, Gallant, 2000)	абс. высота, два разномасштабных раstra топоиндекса* с мин. и макс. радиусом окрестностей	размер и соотношение расчетных радиусов окрестностей, способы «взвешивания» дистанции	ранжирование значений TPI с последующей классификацией на основе эвристических правил	имплицитно определяется двумя масштабами топоиндекса	10 условных форм мезорельефа, (хребты, гребни, верхние и нижние части склонов, равнины, долины, русла, лощины)
Terrain Clustering (Conrad et al., 2015)	абс. высота, аспект*, уклон*, положительная открытость*, негативная открытость*, тангенциальная кривизна, профильная кривизна*	число выходных классов-кластеров, число итераций	кластерный анализ на основе шести переменных	уровень оптимальный для измеренной топографической открытости	кластеры классов (по умолчанию – 12)
Terrain Surface Classification (Iwahashi, Pike, 2007)	абс. высота, уклон, «выпуклость», текстура	число выходных классов, параметры фильтрации, пороговое значение для плоскости	неконтролируемый алгоритм вложенных средних	единственный уровень оптимальный для измеренной текстуры	6, 12 или 16 классов склоновых поверхностей, различающихся крутизне, и «выпуклости»
Fuzzy Landform Element Classification (Schmidt, Hewitt, 2004)	уклон*, аспект* и четыре меры кривизны* (минимальная, максимальная, плановая и тангенциальная)	пороговые значения нечеткого множества для уклона и четырех параметров кривизны	неконтролируемая k-means классификация на основе предварительно определяемых нечетких множеств	единственный уровень	15 «формообразующих элементов», дополнительно энтропия и «конфузия»
Geomorphones (Jasiewicz, Stepinski, 2013)	абс. высота	предельный радиус окрестностей, пороговое значение угла, число фрактальности рельефа, метод	движущееся окно с изменяющейся размерностью, распределение нечеткой принадлежности в рамках	изначально многоуровневый в зависимости от выставленного числа масштабных уровней	10 классических геоморфонов (депрессия, долина, подножье, отрог, плечо, хребет, вершина, лощина, склон, равнина)

- параметры рассчитываются в процессе выполнения алгоритма

стоположения» (Исаченко, 1999) или «геотопы» (Ласточкин, 1987).

В данной работе предпринята попытка анализа опыта геоморфометрического моделирования в проекции на проблематику ландшафтной дифференциации и картографирования природных ландшафтов. Мы исходим при этом из гипотезы предполагающей что, с одной стороны, история развития методов в рамках современной «западной» версии ландшафтной экологии во-многом повторяет хорошо известные и до сих пор спорные «сюжеты» российского ландшафтоведения, с другой стороны, сама необходимость строгой алгоритмизации, присущая современным методам ГИС-моделирования, позволяет по-новому взглянуть на казалось старые проблемы и, возможно, найти инновационные пути к их преодолению (Колбовский, 2013, 2016).

Материалы и методы. В качестве двух ключевых участков выбраны Аргунский государственный музей-заповедник (Шатойский район Чечни, горная территория) и равнинная территория Ярославской области. Основные процедуры ГИС-моделирования реализованы в программных комплексах SAGA и ArcMAP. В качестве исходных материалов использовались данные ASTER GDEM (ASTER GDEM Validation..., 2009). На ключевые территории были получены геоморфометрические переменные, принадлежащие к нескольким геоморфометрическим группам (Wilson, 2018): высота (абсолютная, относительная, квадратичное отклонение, диапазон высот и др.), характеристики склона (уклон, аспекты и различные виды кривизны), характеристики стока (направление стока, аккумулярованный сток и др.), статистические переменные (индекс шероховатости, индекс фрактальности,

коэффициент эксцесса и др.), параметры видимости (положительная и отрицательная топографическая открытость). Затем последовательно строились модели ландшафтных местоположений с использованием алгоритмов различного типа (табл. 1).

Результаты и обсуждение. Алгоритмы моделирования системных сущностей земной поверхности могут быть классифицированы по разным основаниям: по набору входящих параметров, по степени автоматизации, участию «экспертного знания», возможности учета фрактальности рельефа, по сложности и числу «шагов» (этапов) моделирования, наконец (но не в последнюю очередь), по используемым в них математическим методам. Однако, в рамках данной работы нас интересовало прежде всего каким образом предложенные за последние 20 лет алгоритмы являются «реакцией» и выступают «откликом» на хорошо известные наиболее дискуссионные позиции самой теории природных ландшафтов.

Автоматизированные алгоритмы имеют фиксированный набор факторов, что, с одной стороны упрощает пользование, с другой — определяет их ограниченность, ибо, как было неоднократно отмечено, не существует «волшебного набора» переменных, позволяющих одинаково успешно отображать дифференциацию территорий с различным характером рельефа. Увеличение числа факторов, допустимое и апробированное нами в рамках нескольких алгоритмов, не приводит к улучшению результата ввиду коллинеарности метрик, а также из-за появления «шума» и сложностей в интерпретации результатов.

Определение нечеткого множества (принадлежности) классифицируемых растров-факторов является важным меха-

низмом, позволяющим устанавливать полезные эвристические правила и «разводить» местоположения с учетом дополнительных факторов.

Получение корректных результатов в значительной степени зависит от предварительной обработки DEM, а также от генерализации и чистки специальными инструментами привлеченных тематических (факторных) растров. Большая часть реализованных в рамках современных ГИС алгоритмов были разработаны 5-15 лет назад. В последние годы мы сталкиваемся, в основном, с многочисленными (что свидетельствует о популярности подхода в целом) попытками адаптации предложенных методов к целям и задачам конкретных исследований в ландшафтной экологии, почвенном картографировании и геоморфологии. Обзор этих попыток (Wilson, 2018) также, как и наш собственный опыт, свидетельствует о том, что перспективы моделирования зависимых от рельефа земной поверхности операционно-территориальных единиц (при всех различиях в интерпретации «геоморфонов», «геотопов», «ландшафтных местоположений» и т.д.) связаны с развитием комплексных многофазовых (поэтапных) подходов, предусматривающих участие экспертов для прогнозирования финальных категорий, определения набора факторов и характера взаимосвязи между ними, установкой эвристических правил нечеткой принадлежности с возможностью введения «весов» и смены как всего сета переменных так и ведущего фактора дифференциации на каждом этапе.

Литература

Видина, А.А. Методические указания по полевым крупномасштабным ландшафтными исследованиям – М.: Изд-во Моск. ун-

та, 1962. – 132 с.

Виноградов, Б.В. Основы ландшафтной экологии – М.: ГЕОС, 1998. – 418 с.

Временная методика по составлению карт пластики крупного и среднего масштабов – Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1984. – 98 с.

Исаченко, Г.А. Методы полевых ландшафтных исследований и ландшафтно-экологическое картографирование – СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 1999. – 90 с.

Колбовский, Е.Ю. Нерешенные вопросы ландшафтоведения и ландшафтное планирование // Известия РАН. Серия географическая. – 2013. – №5. – С. 19-29.

Колбовский, Е.Ю. Геоинформационное моделирование и картографирование ландшафтных местоположений // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. – 2016. – Т. 60. – №5. – С. 20-24.

Ласточкин, А.Н. Морфодинамический анализ – Л.: Недра, 1987. – 256 с.

Солнцев, В.Н. Системная организация ландшафтов – М., 1981. – 239 с.

Степанов, И.Н. Теория пластики рельефа и новые тематические карты – М.: Наука, 2006. – 230 с.

Флоринский, И.В. Иллюстрированное введение в геоморфометрию // Альманах Пространство и Время. – 2016. – Т. 11. – Вып. 1. – С. 1-20.

Флоринский, И.В. Точный метод расчета локальных характеристик рельефа // Геодезия и картография. – 2009. – №4. – С. 19-23.

Шарый, П.А. Геоморфометрия в науках о земле и экологии, обзор методов и приложений // Известия Самарского научного центра РАН. – 2006. – Т. 8. – №2. – С. 458-473.

Шарая, Л.С., Шарый, П.А. Использование морфометрических статистик для описания внутренней геометрии рав-

нинных и горных местностей // Известия Самарского научного центра РАН. – 2003. – Т. 5. – №2. – С. 278-286.

ASTER GDEM Validation Team. ASTER global DEM validation summary report. METI & NASA. 2009. 28pp. United States. Report to the ASTER GDEM Version 2 Validation Team.

Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., Wцdner, J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, Geosci. Model Dev. 2015. 8. DOI: 10.5194/gmd-8-1991-2015.

Evans, I.S. Geomorphology and landform mapping: What is a landform? // Geomorphology. – 2012. – 137. – p. 94–106/

Evans, I.S., Hengl, T., Gorsevski, P. Applications in geomorphology / T. Hengl & H.I. Reuter (eds). Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. – Amsterdam, Netherlands. Elsevier, 2009. – P. 497–525.

Hengl, T., MacMillan, R.A. Geomorphometry — A Key to Landscape Mapping and Modelling / GEOMORPHOMETRY: Concepts, Software,

Applications. Developments in Soil Science. – Elsevier, 2009. – Vol. 33. – P. 433-460.

Iwahashi, J., Pike, R.J. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature // Geomorphology. – 2007. – Vol. 86. – P. 409–440.

Jasiewicz, J. Stepinski, T.F. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms // Geomorphology. – 2013. – 182. – P. 147-156.

MacMillan, R.A., Shary, P.A. Landforms and Landform Elements in Geomorphometry / GEOMORPHOMETRY: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science. – Elsevier, 2009. – Vol. 33. – P. 227- 254.

Wilson, J.P., Gallant, J.C. Primary Topographic Attributes. In: Wilson, J.P. & Gallant J.C. [Eds.]: Terrain Analysis: Principles and Applications – John Wiley & Sons, 2000. – P. 51-85.

Wilson, J.P. Environmental Applications of Digital Terrain Modeling – Oxford. John Wiley & Sons Ltd., 2018. – 321 p.

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС ^{137}Cs В АГРОЛАНДШФТАХ БАСЕЙНА Р. КОСТИЦА (БРЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Линник В.Г.¹, Иваницкий О.М.¹, Соколов А.В.^{1,2}, Мироненко И.В.³,
Борисов А.П.¹, Федин А.В.⁴

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
linnik@geokhi.ru

²Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

Аннотация. Для модельного участка бассейна р. Костица на основе данных цифровой модели местности (ЦММ) построено векторное поле для моделирования латерального переноса ^{137}Cs «чернобыльского» происхождения. Данные по загрязнению почвы ^{137}Cs получены в результате аэрогаммасъемки (АГ), проведенной в 1993 г. Для контроля векторного поля ла-

терального переноса на агрокатене «Костица» в 2017 г. были отобраны пробы в трех склоновых позициях. По данным АГ, вниз по склону наблюдается выраженный тренд возрастания загрязнения ^{137}Cs . Это подтверждается данными отбора проб: средняя концентрация ^{137}Cs в пахотном слое нарастает вниз по склону и, соответственно, равна в верхней части агрокатены 14,4 Бк/кг, в средней — 15,4 Бк/кг, в нижней — 15,8 Бк/кг. Плотность загрязнения ^{137}Cs в направлении латерального переноса составила, соответственно, 9,94, 8,4 и 8,55 кБк/м². Аномальность полученных значений (максимум ^{137}Cs в верхней части склона) может быть следствием пространственного варьирования среднего объемного веса в почве (соответственно 1,72, 1,67, 1,82 г/см³) и вероятного неравномерного выпадения ^{137}Cs в 1986 г. Латеральный перенос в пределах агрокатены выражен довольно слабо и значительно варьирует по пространству, что, вероятно, связано с одновременным сочетанием таких факторов как северная экспозиция и короткая протяженность склона.

Ключевые слова: латеральная миграция, агрокатена, ^{137}Cs

Введение. В 1993 г. НПО «Аэрогеофизика» выполнила аэрогаммасъемку (АГ) Брянской области с разрешением 100x100 м. По ее результатам была получена подробная картина загрязнения ^{137}Cs , которая выявила «пятнистый» характер загрязнения, вызванный как неоднородностью первичных выпадений, так неравномерностью латерального переноса в пределах склоновых сопряжений. Ценность полученных данных АГ связана с тем, что ее проведение спустя 7 лет после аварии зафиксировало не только первичные атмосферные выпадения ^{137}Cs , но также перераспределение радионуклидов в результате процессов латеральной миграции.

В начальный момент после аварии на ЧАЭС выпавшие на поверхность почвы радионуклиды (апрель-май 1986 г.) рассматривались как «тонкая пленка», однако уже в первые месяцы после выпадения атмосферных осадков «чернобыльские» радионуклиды стали заглубляться в почву. Аналогично быстрое заглубление ^{137}Cs в начальный период после аварии было зафиксировано также в окрестностях АЭС Фукусима (Shiozawa, 2013). В период 1987-

1989 гг. в загрязненных почвах, несмотря на сорбцию ^{137}Cs на почвенных глинистых минералах (Cremers et al., 1988), еще наблюдалась особо быстрая миграция радионуклидов с инфильтрационным потоком влаги в растворенном и коллоидном виде (Булгаков и др., 1990). Однако в последующие годы в латеральном переносе роль растворенного ^{137}Cs резко снизилась, в результате стал преобладать эрозионный перенос ^{137}Cs в составе почвенных частиц.

Использование ^{137}Cs как радиоактивной метки для оценки баланса эрозионных наносов имеет длительную историю (He, Walling, 1997; Walling et al., 2000; Belyaev et al., 2005). В настоящей работе выполнен анализ распределения ^{137}Cs в пределах катенарного сопряжения агроценоза северной экспозиции в бассейне р. Костица спустя 30 лет после аварии на ЧАЭС с целью оценки интенсивности эрозионных процессов.

Методы и район. Объектом исследования выбраны ландшафты Почепского ополья, приуроченные к локальным положительным тектоническим структурам с близким залеганием мело-мергельных отложений позднемерельского возраста, которые

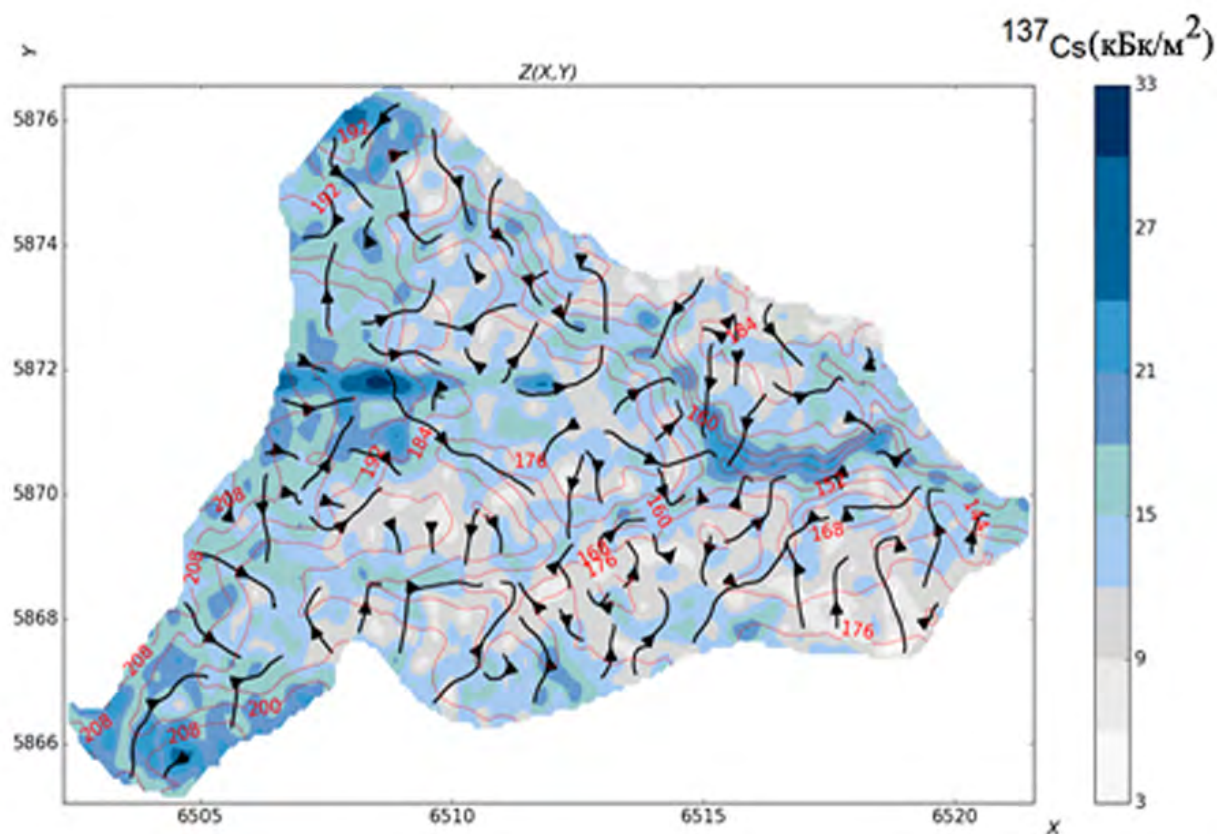


Рисунок 1. Плотность загрязнения ^{137}Cs (кБк/м²) и линии преобладающего латерального выноса

парагенетически связаны с окрестными лесьями (Линник и др., 2017).

Отбор проб почвы для лабораторного измерения активности радионуклидов был проведен в 2017 г. Почвенные образцы в силу однородного распределения ^{137}Cs в пахотном слое (мощностью 20-25 см) отбирались из почвенного разреза с постоянным шагом 5 см с фиксированием площади до глубины 30 см. Слой 30-40 см характеризовался одной пробой. Измерение радионуклидного состава в послойно отобранных пробах выполнялось в Лаборатории радиохимии окружающей среды ГЕОХИ РАН на гамма-спектрометрическом комплексе «Canberra» (США), минимально измеряемая активность за 3600 сек. по ^{137}Cs не хуже 0,1 Бк/пробу. Стандартная масса

навески для измерения активности составляла примерно 100 г.

Результаты и обсуждение. Почепское ополье в пределах бассейна р. Костица представляет преимущественно распахиваемые плосковолнистые и пологонаклонные дренированные междуречья с серыми и светло-серыми лесными легкосуглинистыми почвами. Значительные площади занимают сильно эродированные повышенные части водоразделов и краевые наклонные поверхности плато (с углами наклона до 1-3°), интенсивно распахиваемые. Общая площадь пашни достигает 50 %.

Эрозионные процессы привели к смыву почв и перемещению отложений по склонам, лишь на выположенных междуречьях сохранились пылеватые суглинки

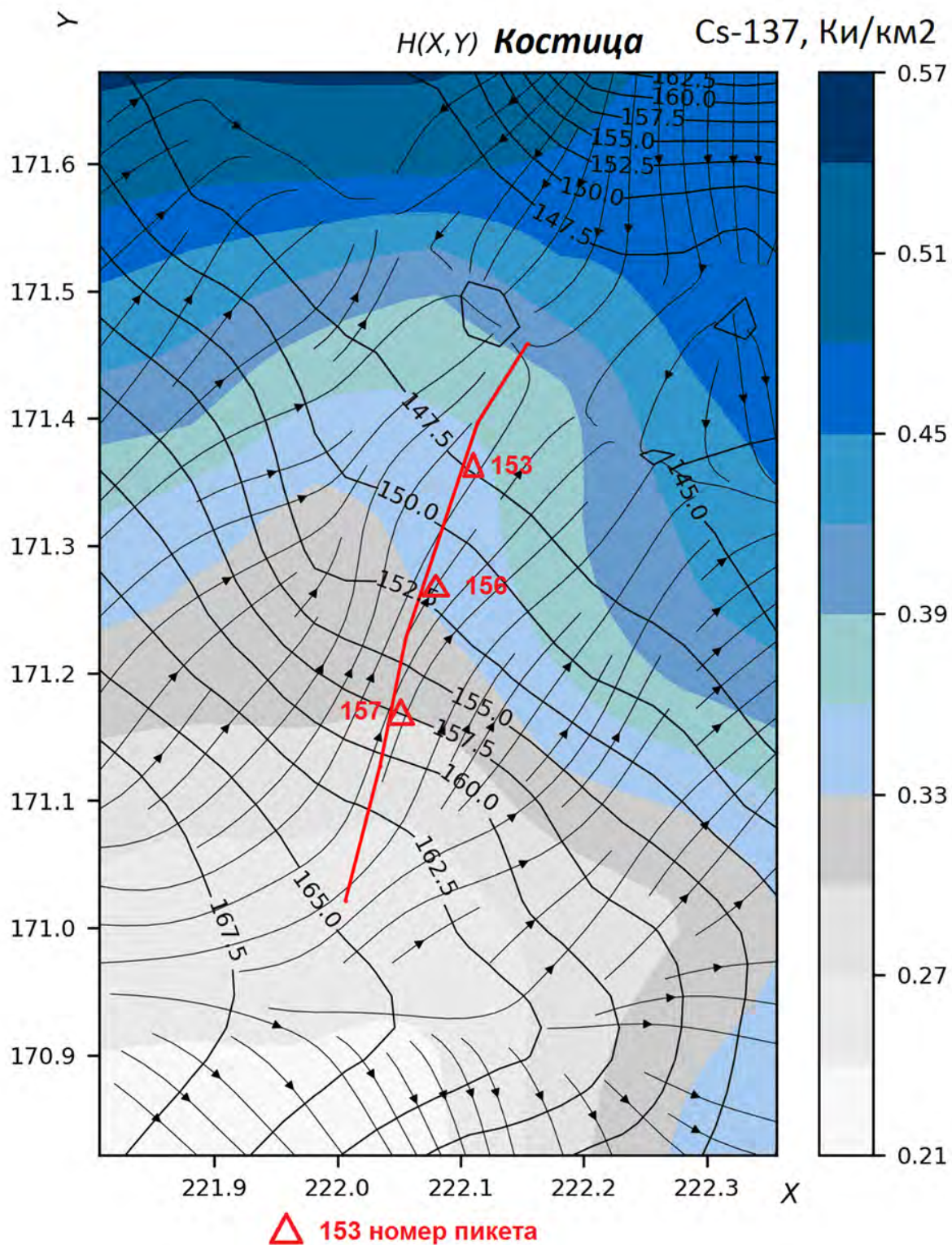


Рисунок 2. Векторное поле линий тока латерального переноса и загрязнение ^{137}Cs (Ки/км²) по данным АГ 1993 года на профиле «Костица». В результате распада активность ^{137}Cs на дату отбора проб в 2017 году снизилась в 0,58 раз.

с агро-темно-серыми лесными почвами, тогда как в склонах междуречий были вскрыты пылеватые супеси с агросерыми лесными и сильно смытыми агро-темно-серыми лесными почвами.

По данным АГ уровни загрязнения ^{137}Cs в пределах бассейна р. Костица изменяются от 3,3 кБк/м² (0,09 Ки/км²) до 31,5 кБк/м² (0,85 Ки/км²) (рис. 1).

О характере эрозионных процессов можно судить по результатам моделирования векторного поля линий тока латерального переноса на основании данных ЦММ, построенного по базе данных SRTM с разрешением 90 м (рис. 1) методом сбалансированной идентификации (Соколов, Волошинов, 2018). Наиболее интенсивный латеральный перенос наблюдается в низовьях р. Костица (пойма реки и нижние

части склонов), что и было зафиксировано в 1993 году проведенной АГ.

Спустя 30 лет после радионуклидного загрязнения на агрокатене «Костица», расположенной в нижней части бассейна, были проведены исследования распределения ^{137}Cs в пределах катенарного сопряжения. Агрокатена «Костица» длиной около 500 м (высотные уровни 157-147 м) заложена на распаханном склоне северной экспозиции долины р. Костица с серыми лесными смытыми супесчаными почвами.

Для контроля векторного поля латерального переноса на агрокатене «Костица» в 2017 году были отобраны пробы в трех склоновых позициях. По данным АГ (рис. 2), вниз по склону наблюдается выраженный тренд возрастания загрязнения ^{137}Cs .

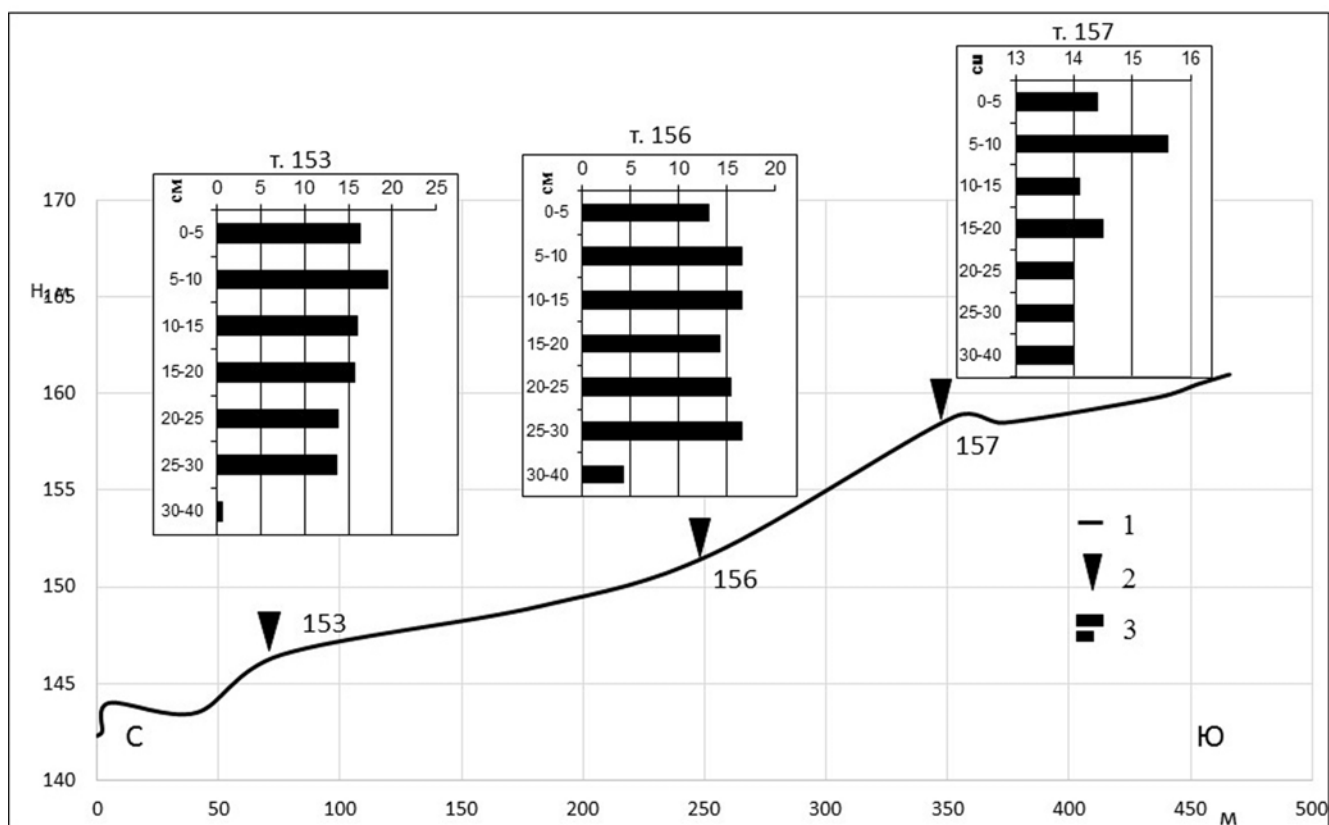


Рисунок 3. Агроландшафтная catena «Костица». 1 — линия высотного уровня; 2 — номера пикетов; 3 — вертикальное распределение ^{137}Cs в почве

Мощность пахотного горизонта в пределах агрокатены неодинакова: на вершине катены (пикет 157) она варьирует от 20 до 35 см, в ее транзитно-аккумулятивной части (пикет 156) мощность Апах нарастает до 28-32 см, на границе поля (аккумулятивная часть катены, пикет 153) зафиксирован намывтый пахотный горизонт мощностью до 25 (28) см. Гранулометрический состав почв пахотного горизонта закономерно изменяется от супеси (пикет 157), пылеватой супеси (пикет 156) до легкого суглинка в нижней части катены (пикет 153).

На распахиваемых почвах агрокатены «Костица» (рис. 3) ^{137}Cs практически равномерно распределен в пахотном слое 0-30 см на всех трех точках катены. Это подтверждается результатами анализа отобранных проб: средняя концентрация ^{137}Cs в пахотном слое нарастает вниз по склону и соответственно равна в верхней части агрокатены 14,4 Бк/кг, в средней — 15,4 Бк/кг, в нижней части — 15,8 Бк/кг. Обращает внимание аномальность пикета 157, где даже на глубине 30-40 см наблюдается высокая удельная концентрация ^{137}Cs — 14 Бк/кг, тогда как в зоне аккумуляции (пикет 153) на глубине 30-40 см удельная концентрация ^{137}Cs равна 0,6 Бк/кг. В нижней части склона (пикет 153) наблюдается незначительный рост удельной концентрации ^{137}Cs до 19 Бк/кг в слое 5-10 см как результат отложения тонкой фракции смытого с верхней части склона эрозионного материала.

Однако вследствие пространственного варьирования среднего объемного веса в почве (соответственно 1,72, 1,67, 1,82 г/см³) и вероятного неравномерного выпадения ^{137}Cs в 1986 году плотность загрязнения ^{137}Cs в направлении латерального переноса составила соответственно 9,94, 8,4 и

8,55 кБк/м². Исключив из анализа аномальную точку в верхней части склона (пикет 157), получаем незначительное значение интенсивности латерального переноса (между пикетами 156 и 153 наблюдается увеличение плотности загрязнения ^{137}Cs с величины 8,4 кБк/м² до 8,55 кБк/м²). Тогда как результаты АГ (рис. 2) выполненные по сетке 100x100 м, усредняя локальные неоднородности плотности загрязнения ^{137}Cs , наглядно демонстрируют тенденцию роста плотности радионуклидного загрязнения вниз по склону в результате латерального переноса.

Вероятная причина слабой выраженности латерального переноса может быть связана с одновременным сочетанием таких факторов, как северная экспозиция, так и короткая протяженность склона.

Подраздел «векторное поле линий тока латерального переноса» выполнен при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-07-00701.

Литература

Булгаков, А.А., Коноплев, А.В., Попов, В.Е., Бобовникова, Ц.И., Сиверина, А.А., Шкуратова, И.Г. Механизмы вертикальной миграции долгоживущих радионуклидов в почвах 30-километровой зоны ЧАЭС // Почвоведение. — 1990. — №10. — С. 14-19.

Линник, В.Г., Мироненко, И.В., Волкова, Н.И., Соколов, А.В. Ландшафтно-биогеохимические факторы трансформации поля загрязнения Cs-137 в Брянской области // Геохимия. — 2017. — №10. — С. 891-906. DOI: 10.1134/S001670291710007X.

Соколов, А.В., Волошинов, В.В. Выбор математической модели: баланс между сложностью и близостью к измерениям // International Journal of Open Information Technologies. — 2018. — 6(9). — Р. 33-41.

Belyaev, V.R., Golosov, V.N., Murray, A.S., Sidorchuk, A.Y. A comparison of methods for evaluating soil redistribution in the severely eroded Stavropol region, southern European Russia // *Geomorphology*. – 2005. – 65. (3-4). – P. 173-193.

Cremers, A., Preter, P., and Maes, A. Quantitative analysis of radiocaesium retention in soils // *Nature*. – 1988. – 335. – P. 247-249.

He, Q., Walling, D.E. The distribution of fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in undisturbed

and cultivated soils // *Appl. Radiat. Isot.* – 1999. – 48 (5). – P. 677-690.

Shiozawa Sh. Vertical Migration of Radiocesium Fallout in Soil in Fukushima. Agricultural Implications of the Fukushima Nuclear Accident (Eds. Nakanishi T.M., Tanoi K.) – SpringerOpen, 2013. – P. 49-60.

Walling, D.E., Golosov, V.N., Panin A.V., He, Q. Use of radiocaesium to investigate erosion and sedimentation in areas with high levels of Chernobyl fallout. *Tracers in Geomorphology*. 2000. – John Wiley. Chichester. – P. 183-200.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН – ГОЛОЦЕНОВЫХ РЕЛИКТОВ В РАЗРЕЗАХ И РЕЛЬЕФЕ БОРИСОГЛЕБСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Лобков В.А.¹, Гаранкина Е.В.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
vasya.lobkov.98@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, *evgarankina@gmail.com*

Аннотация. На междуречьях центральной части Русской равнины широко распространены реликтовые формы микрорельефа, сформировавшиеся в поздне- и постледниковых условиях. К ним относятся палеокриогенные и палеоэрозионные формы. Часть из них экспонирована на дневной поверхности, часть относится к погребенному рельефу. Целью исследования является идентификация реликтовых морфоскульптур в современном рельефе и разрезах отложений, слагающих северо-восточный макросклон Борисоглебской возвышенности. Для выявления реликтовых форм микрорельефа на ключевом участке «Поклоны» (Ярославская область, Ростовский район) применены дистанционные и контактные методы исследований. Проанализированы данные разновременных космоснимков субметрового разрешения, а также детальных ортофотопланов и ЦММ разрешением 10 см, построенных по аэрофотосъемке с БПЛА. Произведено макроморфологическое описание текстурных и структурных характеристик 21 разреза на площади более 3 га. Выявленные неоднородности поверхностных отложений прослежены на протяжении более чем 1 пог. км в последовательных перпендикулярных срезах до 3 м глубиной. Методом каппаметрии измерена магнитная восприимчивость вмещающих пачек отложений и материала заполнения реликтовых структур. В результате дешифрирован ряд форм реликтового микрорельефа, выраженных в современной топографии и/или погребенных (криогенный пятнистый и полигональный рельеф, ложбинный рельеф), определены геологическое строение ключевого участка на глубину до 3 м, литологические свойства, магнитная восприимчивость и, предварительно, генезис основных пачек отложений и запол-

нений реликтовых структур, выявлены и прослежены в пространстве погребенные формы, а также определена их связь с современным ландшафтом территории.

Ключевые слова: криогенный рельеф, ложбины, погребенный рельеф, междуречье, полигональная сеть, реликтовая морфоскульптура, Русская равнина, дешифрирование

Введение. Рельеф междуречий центральной части Русской равнины сформировался в условиях четвертичных оледенений. Постледниковое врезание относительно слабо затронуло междуречные пространства, однако их рельеф и отложения обнаруживают значительную латеральную и глубинную неоднородность (Garankina et al., 2019, Belyaev et al., 2020). За постледниковый период здесь возникли формы микрорельефа, в т.ч. криогенные и эрозионные, — реликтовые по отношению к современным условиям (Антонов и др., 1992). Многие из них слабо выражены в современном рельефе, проявляясь лишь в дифференциации растительного или почвенного покрова, либо вовсе сохранившись только в погребенном состоянии. Поэтому их обнаружение требует сочетания дистанционных и контактных методов изучения рельефа и отложений.

Целью исследования является идентификация реликтовых позднеплейстоцен-голоценовых морфоскульптур в рельефе и разрезах на примере фрагмента междуречья краевой зоны московского оледенения, находящегося на северо-восточном макросклоне Борисоглебской возвышенности ($57^{\circ}10'39''$ с.ш., $39^{\circ}15'30''$ в.д.). Участок расположен на абсолютных высотах 164–175 м на слабонаклонной поверхности преимущественно восточной экспозиции. И несмотря на малый перепад высот, слагающие с поверхности междуречья толщи демонстрируют значительные латеральную дифференциацию и перепады высот кровли. Те-

оретическое значение исследования состоит в выявлении основных геологических, геоморфологических и ландшафтных индикаторов, позволяющих определять реликтовые формы микрорельефа. С практической точки зрения понимание закономерностей распространения, строения и свойств отложений, слагающих подобные формы, необходимо для оптимизации использования земельных ресурсов в сельском хозяйстве (например, для предупреждения эрозионных процессов) и строительстве (для определения инженерных свойств грунтов).

Материалы и методы. Разновременные космические снимки разрешением 0,3–0,5 м (WorldView-1, WorldView-2, Pleiades-1A, Pleiades-1B, GeoEye-1), а также архивная съемка Corona, детальны ортофотопланы по результатам БПЛА-аэрофотосъемки весной и летом 2020 г. и производные ЦММ с пространственным разрешением 10 см были использованы для дешифрирования реликтовых форм микрорельефа на открытых пространствах ключевого участка (пахотных полях и расчищенных днищах строительных канав). В пределах строительной площадки (более 3 га) в 3 км северо-западнее с. Шурскол рыхлая толща исследована на глубину до 2,5–3 м в стенках постепенно расширяющихся канав во взаимоперпендикулярных срезах. Это позволило не только детально охарактеризовать макротекстурные, литологические, палеокриогенные и палеопочвенные признаки основных пачек и структур в 21 разрезе, но и проследить их мощность, падение и простираание в



Рисунок 1. Слева — крупнопятнистый криогенный микрорельеф (ячейка 50-100 м).
Справа — погребенный мелко- и среднеполигональный криогенный микрорельеф
(ячейка от 7-10 до 20-25 м)

пространстве в более чем 1 пог.км обнажений. В разрезах проведен отбор 375 общих образцов и 26 монолитов на комплексный литологический анализ и радиоуглеродное датирование, измерена магнитная восприимчивость методом каппаметрии (с шагом по глубине 10 см). Также была детальнее измерена магнитная восприимчивость отдельных пачек и структур.

Результаты. На космо-, аэрофотоснимках и ЦММ на свободных от растительности участках были дешифрованы полигональные формы (пятна) с ячейкой 50-100 м, выраженные в современном ландшафте. Полигоны на спутниковых изображениях выделяются в почвенном покрове крупными светлыми пятнами, а пространства между ними — вытянутыми потемнениями почвы либо более темным и густым растительным покровом. Непосредственно на участке заложения канав, длительное время находящемся под залежью, могли быть уверенно выявлены лишь ложбинные формы, тогда как крупные полигоны угадываются неявно сквозь сомкнутую дернину. Однако, на ортофотопланах расчищенных днищ канав на

глубине около 2 м обнаружены четкие ортогональные сети узких трещин с характерной ячейкой 7-10 м в северной части и более размытая и крупная (порядка 20-25 м), но все же читающаяся фрагментарная полигональная сеть в южной (рис. 1).

Стенки канав вскрывают стратиграфическую последовательность суглинистых пачек, перекрывающих озерно-ледниковые щебнистые супеси на глубине более 3-3,5 м (табл. 1). В основании субгоризонтально залегает озерная толща, в эродированную кровлю (на глубине 1-2,5 м) которой вложена серия разновозрастных линз склонового происхождения (рис. 2А). Аналогичные озерные осадки были отнесены (Belyaev et al, 2020) к валдайскому времени, определяя вышележащие суглинки как поздневалдайско-голоценовые. На глубине до 1,5 м в разрезах также встречаются линзы темноцветного материала трех типов (рис. 2С) общей мощностью до 70 см. Местами их перекрывает слой агроделювия мощностью до 50 см. Иногда в основании линз присутствуют фрагменты темноцветных клиньев (рис. 2D, табл. 2).

Таблица 1. Характеристики выделенных пачек вмещающих отложений

Пачка	Глубины кровли / подошв, м	Литологическая характеристика	k*, ед. СИ*10 ⁻³
Агроделювий	0,00-0,20	Легкие суглинки бурые до серовато-бурых, неконтрастно пологонаклонно-слоистые	н/д
	0,30-0,50		
Темноцветные линзы (2-3 до 10 м шириной) — органо-минеральные заполнения ложбин	0,10-0,50	Суглинки темно-бурые рыхлые комковатые (сохраняются только под агроделювием)	0,05-0,15
	0,70-0,90		
	0,20-0,50	Суглинки темно-серые рыхлые мелкоплитчатые	0,1-0,2
	0,70-1,20		
	0,20-0,90	Суглинки тусклые серые до буро-серых более плотные	0,2-0,3
1,00-1,30			
Пачки и линзы (3-5 до >10-20 м шириной) склоновых отложений	0,20-1,00	Суглинки легкие красновато-бурые, плотность возрастает с глубиной, залегают линзами	н/д
	0,40-1,20		
	0,40-1,50	Суглинки легкие до средних желто-бурые, линзовидно-слоистые по линзам светло-желтого алеврита	0,2-0,3
	1,10-2,00		
	0,60-2,00	Суглинки средние к тяжелым буровато- до желто-серых, пятнистые до волнисто-слоистых (пятна светлого алеврита, границы прослоев подчеркнуты ожелезнением, а кровля — литифицированными растительными остатками)	0,15-0,25
1,20-2,60			
Озерные отложения	От 1,80	Суглинки средние к тяжелым голубовато-светло-серые, неконтрастно волнисто-горизонтально-слоистые	0,1-0,2

Обе нижние пачки склоновых отложений пронизывают вертикальные структуры клиновидной и диапироподобной в разрезе формы с различным характером заполнения (табл. 2). Клиновидные структуры (рис. 2А) сужаются от 2-4 м на глубине 0,5-1 м до менее 1 м на контакте с вмещающими озерными отложениями, прослеживаясь и в подстилающей озерно-ледниковой пачке. В самой южной стенке они встречаются каждые 15-25 м. Диапиры приурочены к клиновидным структурам (рис. 2В) на глубинах более 1,5-2 м

в виде симметричных субвертикальных протяженных структур шириной от дециметров до 1 м. Материал заполнения структур резко отличен от вмещающих отложений пылеватостью, контрастной латеральной дифференциацией вещества и повышенной магнитной восприимчивостью ($k=0,2-0,35$ ед. СИ*10⁻³ для диапиров, $k=0,25-0,5$ ед. СИ*10⁻³ для клиновидных). Однако, темноцветные клинья (например, в разрезе С3) характеризуются, наоборот, пониженным ее значением ($k=0,05-0,1$ ед. СИ*10⁻³).

Таблица 2. Характеристики выделенных в разрезах типов реликтовых структур

Структуры	Глубины кровли / подошвы, м	Ширина, м	Литологическая характеристика заполнения	k*, ед. СИ*10 ⁻³
Клиновидные	0,40-0,80	0,5	«Темные» — опесчаненные тонкие алевриты, серые до темно-серых, линзовидные, наклонно- до вертикально-слоистых	0,05-0,1 0,3-0,5
	0,40-1,00			
	0,40-1,50	3-4 до 10	«Светлые» — легкие суглинки до супеси алевритистые, красно-бурые и желто-бурые, линзовидно-пятнистые и линзовидно-слоистые	0,25-0,40
	>1,00-2,00			
Диапиро-подобные	1,10-1,30	0,1-1	Алевриты светло-серые красноватые и голубоватые, линзовидные, вертикально-слоистые	0,24-0,28
	>0,50-2,00			

*k - магнитная восприимчивость

Обсуждение. Клиновидная форма и полигональное упорядоченное простирание выявленных в южной части структур указывает на их криогенное происхождение. Они наследуют сеть морозобойных трещин среднего порядка, по которым были развиты ледяные жилы, и позднее, при деградации мерзлоты, их заполнение поступающим сверху материалом привело к формированию псевдоморфоз. Можно предполагать циклическую смену условий аградации и деградации мерзлоты, обусловившую чередование морозобойных и эрозионных процессов, проявляющихся в ярусном строении вмещающих толщ и клиновидных структур. Происхождение диапироподобных структур пока остается дискуссионным, однако нельзя не отметить их парагенетическую связь с клиновидными псевдоморфозами сложного строения, что может говорить и об их криогенной обусловленности.

Вскрытые темноцветные линзы могут быть нацело выполнены материалом одного либо серий наложенных друг на друга типов (табл. 1), зачастую наследуют красно-

вато-бурые линзы склоновых отложений в их основании, что позволяет предположить несколько этапов их заполнения. Часть из них прослеживается линейно, демонстрируя как связь с ложбинами на дневной поверхности (рис. 3), так и с наиболее выраженным направлением псевдоморфоз на дне и в стенках канав (ЮЗ-СВ). Наличие в основании некоторых из них контрастных темноцветных клиньев с резкими остроугольными границами свидетельствует об унаследованности таких ложбин по отношению к криогенным трещинам. Вкупе со следами размыва и переотложения темноцветного материала клиньев это указывает на то, что линейно протяженные темноцветные и красно-бурые линзы представляют собой заполнения деллей.

Несмотря на прослеженные закономерности, на данный момент не удалось установить достоверной связи и стратиграфической последовательности формирования крупных клиновидных структур и более мелких темноцветных клиньев, существенно размывших и переотложенных уже в го-

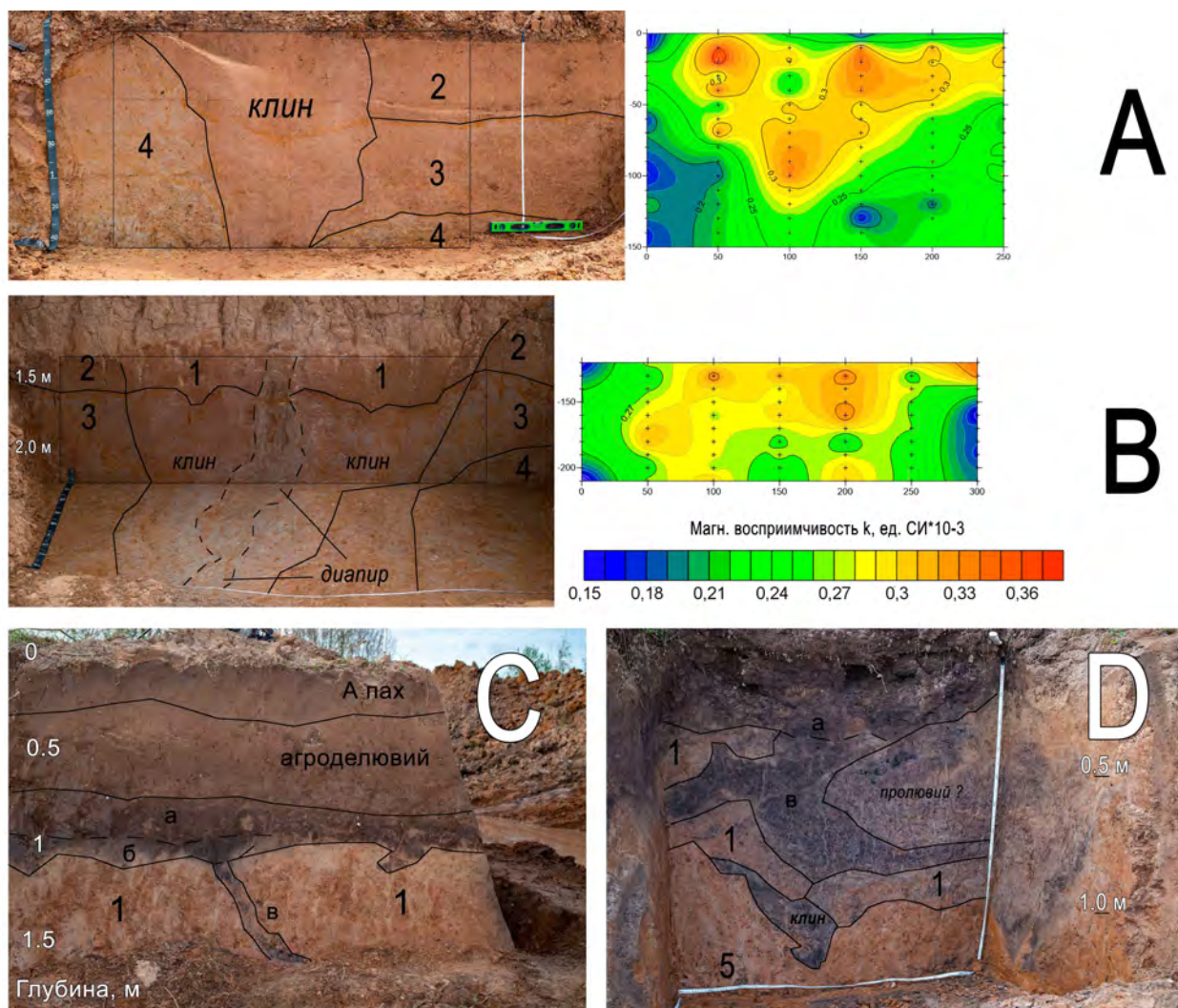


Рисунок 2. Типы реликтовых структур: А — клиновидная структура (разрез CS5). В — клиновидная и диапироподобная структуры (CS11). С — темноцветные заполнения ложбины (CNI). D — унаследованные темноцветные линзы и заполнение клиновидной структуры (CS3). Обозначения: 1-3 — склоновые отложения (1 — красновато-бурый суглинок; 2 — желто-бурый суглинок; 3 — бурый — буро-серый суглинок); 4 — озерные отложения; а — темно-бурый суглинок; б — темно-серый суглинок; в — тусклый серый — серо-бурый суглинок.

лоцене (хотя можно спекулировать об относительной молодости последних). Можно предположить, что их лучшая выраженность и отсутствие крупных клиновидных структур в северной части связаны с относительным увеличением уклона (а соответственно, улучшением дренажа) и/или с меньшей глубиной вскрытия.

Пространственная неоднородность микрорельефа и слабая контрастность отложений, разная степень сохранности структур в современном рельефе обуславливают необходимость определения критериев реликтовости тех или иных форм рельефа на основании степени их переработки, проявления в современной топографии, глубинности

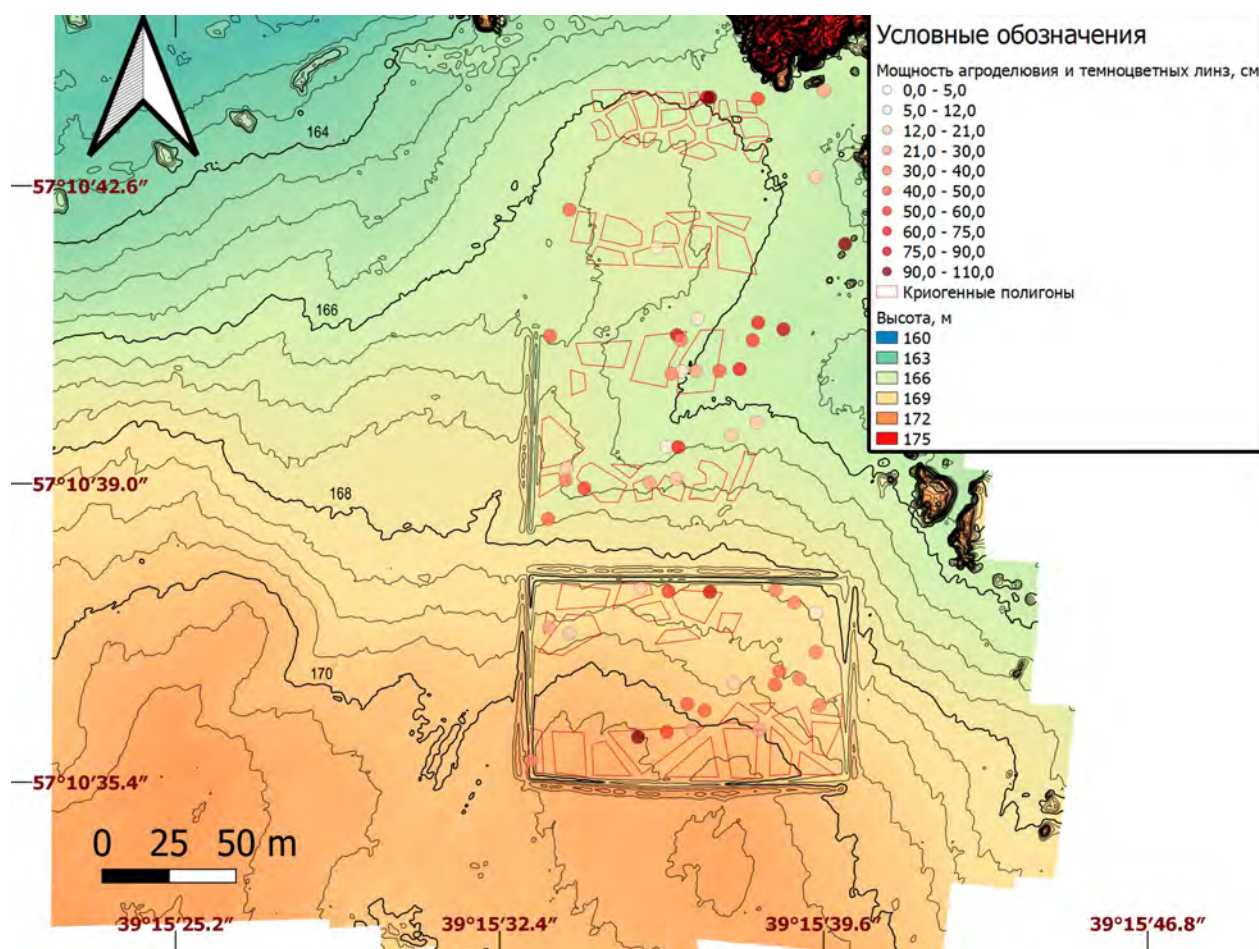


Рисунок 3. Мощность темноцветных линз и современный рельеф. ЦМР получены на основе ортофотоплана БПЛА-съемки 20.05.2020.

структур. Это требует разработки подхода к их выявлению и изучению с применением комплекса контактных и дистанционных методов, в том числе методов геофизики (Ерохин и др., 2011, Журбин, Федорина, 2017) и специальных методик обработки детальных цифровых моделей рельефа (Минаев и др., 2019), успешно применяющихся для изучения полигонального рельефа.

Выводы. На ключевом участке выявлены реликтовые формы микрорельефа и структуры, имеющие различную степень выраженности в современной топографии или относящихся к погребенному рельефу: палеокриогенные (блоки, полиго-

ны, морозобойные трещины, клиновидные псевдоморфозы, диапиры) и палеоэрозионные формы (ложбины) и их совокупности (делли). Крупные криогенные реликтовые формы проявляются на дневной поверхности в изменениях ландшафтных характеристик, в первую очередь почвенно-растительном покрове, формируя пятнистый рисунок. Для части темноцветных линз прослежено падение, простираение и мощность, что позволило соотнести их с ложбинами на дневной поверхности, а также основной ориентировкой псевдоморфоз. Это вкупе с клиновидными структурами в основании линз, заполненными темноцветным мате-

риалом, свидетельствует об унаследованности части ложбин (деллей) по отношению к псевдоморфозам, сонаправленным общему уклону. При этом выявлена слабая до отсутствующей связь криогенных структур с современным рельефом, что позволяет в пределах участка отнести их к погребенному рельефу.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-77-10061. Авторы выражают благодарность всему коллективу *π-redone united* за организацию и помощь в полевых и камеральных работах.

Литература

Антонов, С.И., Болысов, С.И., Мысливец, В.И. Криогенные реликты в рельефе и рыхлых отложениях бассейна Средней Протвы // Геоморфология. – 1992. – №1. – С. 41–49.

Журбин, И.В., Федорина, А.Н. Комплексные геофизические исследования поселений Суздальского Ополя // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2017. – Т. 45. – №2. – С. 62–70.

Ерохин, С.А., Модин, И.Н., Паленов, А.Ю., Шевнин, В.А. Карти-

рование реликтовых криогенных полигональных структур с помощью геофизических методов // Инженерные изыскания. – 2011. – № 1. – С. 30–34.

Минаев, Н.В., Никитин, А.А., Козлов, Д.Н. Идентификация масштабных уровней организации рельефа пашни // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. – 2019. – №96. – С. 3–21.

Belyaev, V.R., Garankina, E.V., Shorkunov, I.G. et al. Holocene erosion and deposition within a small catchment of the Northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2020. – Vol. 438.

Garankina, E.V., Belyaev, V.R., Shorkunov, I.G., Shishkina, Y.V., Andreev, P.V., Sheremetskaya, E.D. Lake sedimentation as an agent of postglacial transformation of interfluves and fluvial landscapes of the Borisoglebsk Upland, Central European Russia // Proceedings of IAHS. – 2019. – №381. – P. 13–20. URL: <https://doi.org/10.5194/piahs-381-13-2019>.

«РАДИКАЛЬНОЕ КРАЕВЕДЕНИЕ» В ГЕОМОРФОЛОГИИ: ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СУБРЕЛЬЕФА ЕВРОПЫ

Неходцев В.А.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²АО «Издательство „Просвещение“», Москва, Россия, baban.n@mail.ru

Аннотация. Данная работа посвящена использованию нетрадиционных методов в изучении «рельефа» подземных полостей (субрельефа), их признанию и допустимости в различных областях геоморфологии, а также возможному их сочетанию с уже широко применяемыми методами исследования в данной научной области. Особенностью изучения субрельефа является то, что значительная часть источников информации не является научно формализованной и производится представителями неформальных субкультур и краеведов. Несмотря на это, в настоящее время уже накоплен позитивный опыт взаимодействия научных, тури-

стических и производственных организаций с «городскими исследователями», спелеологами и спелестологами, позволивший не только предотвратить некоторые техногенные аварии, но также оптимизировать подземную инфраструктуру, организовать солидный ряд туристических объектов. Наиболее значимыми прикладными исследованиями в данной области, проводимыми энтузиастами, являются исследования подземных каменоломен (заброшенных шахт), подземных водотоков (рек, заключенных в коллектор), а также работы, направленные на развитие туризма как в природных, так и в рукотворных подземных полостях. Настоящая работа посвящена акценту на нетрадиционные методы в изучении «рельефа» подземных полостей, их признанию и допустимости в различных областях геоморфологии, а также возможному их сочетанию с уже широко применяемыми методами исследования.

Ключевые слова: геологическая среда, геоэкология, город, городская геоморфология, краеведение, опасные процессы, подземная река, субрельеф

Изучение подземных полостей весьма многогранно ввиду их широкого использования и специфичности. Они, конечно, входят в предметную область геологии (говоря о веществе, в котором образованы полости) и геоморфологии (изучение морфологии, генезиса, возраста и динамики их внутренней поверхности). При этом потенциал именно геоморфологических (и даже общегеографических) подходов к изучению подземных полостей практически не реализован, хотя подземные пустоты являются частью эволюционного ряда многих форм рельефа (слепые овраги, карстовые колодцы, воронки и т.д.). В особенности это касается процессов морфолитодинамики в подземельях. Наиболее изученными подземными полостями, безусловно, являются карстовые. Напротив, рукотворные полости в общей своей массе едва ли могут «похвастаться» геоморфологической изученностью.

На основе геоморфологической методологии разработана (Болысов, Неходцев, 2020) концепция субрельефа («рельефа» подземных полостей), систематизированы знания об опасных и неблагоприятных субтерральных процессах (Болысов, Неходцев, 2016). Для обозначения твердой

поверхности подземных полостей используется термин «субрельеф» (буквально — «под рельефом» и «почти рельеф»), исходя из устоявшегося представления о рельефе как совокупности неровностей твердой земной поверхности (в отличие от субрельефа). Субрельефом мы называем совокупность неровностей границы литосферы с атмо- и гидросферой, частично или полностью находящихся под твердой дневной поверхностью (под рельефом). Предложены терминологический аппарат, генетическая классификация форм субрельефа, глубинное деление (зонирование) подземных полостей, приведены границы применимости концепции. Также раскрыты некоторые особые свойства подземных полостей — такие, как объемная замкнутость, значительная обособленность от поверхностных процессов, глубинная зональность (Болысов, Неходцев, 2020).

Разрабатывая концепцию субрельефа, авторы столкнулись с особой спецификой его изучения: огромный объем конкретной информации о подземных полостях и связанных с ними процессах поступает от различных экстремальных туристов, энтузиастов, краеведов и прочих, отдаленных от

академической науки, людей и организаций. Солидная (если не бóльшая) часть реально полезного материала публикуется в ненаучных публичных изданиях, в сети Интернет, докладах различных организаций. Связано это с действительно междисциплинарным положением объекта исследования и развитием современных телекоммуникационных технологий, способных распространять в массы не самые очевидные и популярные виды деятельности. Все эти неформализованные, местами маргинальные, источники информации, на наш взгляд, вполне могут вдумчиво использоваться и учеными (и это касается не только изучения подземных полостей). Использование неформализованной информации в научных изысканиях следует признать реально сложившейся проблемой, что прежде отмечали и другие авторы (Евдокимов, 2012).

Последние три десятилетия в большинстве стран мира активную деятельность ведут представители неформальных субкультур, например т.н. диггеры («подземщики») и «урбанэксплореры» (от англ. urban exploration — городские исследования). Однако, ввиду ряда причин, научные работы ими почти не публикуются. По сути, представители неформальных субкультур являются спортивными и экстремальными туристами (к подобным видам деятельности относятся и вполне привычные альпинизм, рафтинг и т.д.), но при этом они привносят даже в научные области (например, спелеотуристы в спелеологию) изрядный по объемам материал, на котором могут базироваться уже вполне конкретные исследования. Все бóльшую популярность приобретает изучение подземелий краеведами, о чем можно судить по появлению таких некоммерческих организаций как Русское об-

щество спелеостологических исследований (РОСИ), Киевская спелеологическая ассоциация, отдел подземных исследований при Всероссийском обществе охраны памятников истории и культуры и др.

Для обозначения подобного рода околонуточных исследований автору видится уместным изредка используемый жаргонизм «радикальное краеведение» (радикальное — самое основное, глубокое, решительное; краеведение — тзучение природы, населения, хозяйства, истории и культуры какой-либо территории). В большинстве случаев изучение подземелий теснейшим образом связано с их историей, с историей региона, с рельефом и множеством других аспектов; можно говорить о «краеведении изнутри», из-под земли. Более того, междисциплинарный характер краеведческого знания тесно связан с соединением в нем научного и ненаучного подходов. Академик Д.С. Лихачев отмечал, что «чрезвычайно важная и исключительно редкая особенность краеведения в том, что у него нет «двух уровней»: для специалистов и для широкой публики. Оно само по себе популярно и существует постольку, поскольку в его создании и потреблении участвуют массы» (Лихачев, 1990, с. 7).

К продуцируемой экстремальными туристами и краеведами информации можно отнести местоположение пещер и подземных сооружений, координаты входов, планы и схемы (от примитивных до высокоточных), исторические описания (вплоть до реальных архивных данных), геолокализованные и разновозрастные фотографии (можно использовать в качестве полустационарного метода исследований) и пр.

Покажем несколько из известных примеров интеграции радикального краеведения

и науки. С 2010 г. работает Международная научная заочная конференция «Спелеология и спелестология» (индексируется в РИНЦ), в материалах которой публикуются десятки статей о конкретных подземных комплексах, преимущественно каменоломнях, пещерах и подземных монастырях. В настоящее время (2020 г.) идет реорганизация «Спелеологии и спелестологии» уже в периодический научный рецензируемый журнал. Весьма позитивным опытом оказалось сотрудничество киевских подземщиков с мэрией и коммунальными службами города, результатами которого стало предотвращение десятков реальных аварий. В 2012 г. произошло знаковое событие — Bradley L. Garrett защитил диссертацию на соискание степени PhD in geography (аналог отечественной степени кандидата географических наук) в Royal Holloway (одно из подразделений Лондонского Университета) на тему «Place Hacking: Tales of Urban Exploration», посвященную неформальным городским исследованиям. Это практически уникальный случай, когда на полноценный научный уровень с проблематикой подземных исследований напрямую вышел представитель неформального движения. В 2014 г. К. Степанец опубликовал «Энциклопедию киевских рек», а в 2015 г. — ее доработанное переиздание, которые, хотя и являются научно-популярными, превзошли по фундаментальности все прежние научные труды по этой тематике.

Рассмотрим некоторые прикладные направления, реализуемые в настоящее время в рамках геоморфологической концепции субрельефа и активно использующие «радикально-краеведческие» источники информации. Их территориальный охват — основная часть Европы, от Пиренеев до

Уральских гор.

Подземные каменоломни. Для многих агломераций (например, парижская, одесская, московская) и городов (Уфа, Саарбрюкен и др.) заброшенные подземные горные выработки штольневого типа (подземные каменоломни) являются актуальной проблемой. Как правило, каменоломни появлялись за пределами тогда существовавших городов и, начиная с середины XIX — начала XX вв., стали массово попадать в пределы растущих урбанизированных территорий. Входы (порталы) в каменоломни обычно закладывались в крутых бортах речных долин и оврагов, где мощность четвертичных отложений минимальна, а выработки горизонтально проходились в необводненных массивах. Ввиду высокой активности геоморфологических процессов на эрозионных склонах (оползни, делювиальный смыл и т. д.) почти все входы в старые штольни до наших дней не сохранились. Современные входы в заброшенные выработки, открываемые исследователями, недолговечны, если не поддерживаются посетителями. Большинство старых подземных каменоломен не картографировалось при разработке, до сих пор не все из известных найдены, а найденные обследованы не целиком. Поэтому изученность подземного пространства заброшенных выработок далеко не идеальна и реализуется в настоящее время, по большей части, силами энтузиастов-спелестологов.

Заброшенные и зачастую забытые подземные горные выработки становятся угрозой для расположенных над ними строений. Основная проблема, которую создает наличие подземных горных выработок, — обрушение сводов с дальнейшим образованием провалов на поверхности. Комплексный краеведческий метод вкупе с поисковыми

признаками подземных горных выработок успешно помогает их разыскивать. Сочетание подземных и надземных маршрутов позволяет выявлять и привязывать к поверхности с точностью до первых метров зарождающиеся провалы (изучались подземные каменоломни и заброшенные шахты окрестностей Парижа, Маастрихта, Кишинева, Саарбрюкена и т.д.). К примеру, было произведено картографирование провалов на нескольких ключевых участках к северу и северо-западу от Парижа, в Подмосковье, в долине реки Саар (у французского города Саргемин), в нидерландской провинции Лимбург и т.д. Отметим отдельно московских спелестологов, разыскавших, откопавших, обследовавших и картографировавших несколько десятков (по сути — почти все известные) заброшенных каменоломен в Подмосковье, Тульской и Тверской областях. Результаты этих исследований опубликованы (Долотов, Парфенов, 2013, Гаршин и др., 2018 и т.д.).

Перспективными могут стать морфо-структурные, минералогические и тектонические исследования изнутри подземных горных выработок: изучение трещиноватости горных пород, древней гидротермальной проработки, эволюции разломных зон (Парфенов, 2010, Долотов, 2019): достаточно сравнить наглядность керна пробуренной скважины и стенки штольни, прорезающей пласты пород на сотни метров. Отметим интерес к изучению подземных каменоломен со стороны реставраторов (Альбов и др., 2016).

Подземные реки. В крупнейших и наиболее развитых городах Европы с середины XIX в. под землю активно убирались малые речки. Водотоки, убранные в подземные трубы (коллекторы), условно называемые

«подземными реками», также входят в предметную область геоморфологии, а подходы к геоморфологическому изучению подземных рек, видимо, сейчас только зарождаются (Болысов, Неходцев, 2020). Почти вся информация о подземных реках содержится в научно-популярной литературе или поступает от диггеров, не имеющих специального образования или какой-либо аффилиации с академической наукой.

За последние годы удалось сложить вполне целостное представление о роли этого объекта в географической науке. Исследования проводились в подземных пространствах (а также на поверхности) городов Восточно-Европейской равнины (Москва, Киев, Нижний Новгород, Иваново и др.) и многих европейских (Вена, Лодзь, Брюссель, Берлин, Прага, Антверпен и др.). В течение 10 лет непосредственно исследовались подземные реки «изнутри» (в подземном пространстве) и проявления различных процессов на дневной поверхности (просадки, провалы и т. д.). Анализировались многочисленные (несколько тысяч) отчеты неформальных исследователей на просторах Интернета. Многолетние полустационарные методы дали немало количественных характеристик протекающих подземных процессов.

Были выявлены особенности русловых процессов в коллекторах подземных рек: региональные различия, объемы транзита и параметрические свойства наносов, типовые загрязнители. Проведен анализ градостроительной практики XIX-XX вв. по засыпке долин рек и малых эрозионных форм, раскрыты механизмы и последствия этого явления (например, увеличение объема поверхностного стока на 200% и твердого стока — до 60-90 м³/год с 1 км² территории,

изменение характера грунтового стока). Выявлены и описаны формы наложенного морфолитогенеза различного генезиса (флювиального, биогенного, карстового и др.). Ведется изучение механизмов аккумулятивного карста внутри коллекторов подземных рек и его возможной связи с тектоническими особенностями (Неходцев, 2019).

Также изучен **беллигеративный** (военный) субрельеф, как эхо событий XX в., к которому относится инфраструктура линии Мажино (десятки казематов и боевых бункеров), многочисленные нацистские подземные заводы времен Второй мировой войны на территории Франции, Германии, Бельгии и Чехии, современные бункеры НАТО (заброшенные и списанные с баланса, а потому неиспользуемые) и т.д.

Туризм. К настоящему времени подземные полости стали популярным объектом спелеотуризма, приверженцев которого становится все больше. К примеру, судя по журналу входа, в наиболее популярную подмосковную Сьяновскую каменоломню ежедневно спускается от 10 до 20 человек, а в выходные дни — до сотни (в отдельных случаях до 1,5-2 тыс.); ежегодно число посетителей составляет примерно 10 тыс. человек. Особый тип искусственных пещер, распространенный в основном в Европейской части России, — христианские пещеры и подземные пещерные комплексы XVII-XX вв. В 1991 г. в Воронежской области отчасти силами краеведов «был образован Музей-заповедник „Дивногорье“, ключевым объектом в составе которого стал двухъярусный пещерный комплекс Большие Дивы. Этот комплекс, среди прочих культовых пещер, является самым посещаемым — ежегодно принимает свыше 30 тысяч человек» (Гунько, Долотов, 2014, с. 190).

Но поистине впечатляющих масштабов достигло развитие подземных музеев в Зарубежной Европе: в огромном количестве на базе заброшенных шахт организованы различные музеи горной добычи и минералогии: всего их больше сотни. Самым известным из них является соляная шахта в городе Величка (Польша). На базе неиспользуемых инженерных подземных сооружений организованы различные экотехнические и военные музеи (например, музеи канализации в Париже, Брюсселе, экотехнический музей Праги, музеи бункеров линии Мажино и др.). Показательным можно считать опыт подземщиков из итальянского города Брешиа, которые за годы своей неформальной деятельности добились официального создания уникального музея городских подземных рек и ливнеотводов «Brescia Underground».

Таким образом, междисциплинарный характер краеведения тесно связан и с научным изучением подземных полостей. Вторжение массового ненаучного творчества на территорию научной дисциплины, конечно, создает опасность подмены научного знания мифотворчеством, поэтому многие специалисты справедливо предлагают четко отграничивать краеведение как публицистическую и даже беллетристическую практику от научного познания. Вместе с тем, отметим еще раз, что краеведы и представители неформальных субкультур реально являются важными поставщиками фактического материала в развитие знаний о субрельефе, необходима только квалифицированная оценка этих знаний.

Литература

Альбов, Д.В., Исакова, Т.Н., Яновская, Е.Г. Применение методов палеонтологии и физической химии для

идентификации белого камня как строительного материала // Спелеология и спелестология. – 2016. – №7. – С. 155–167.

Болысов, С.И., Неходцев, В.А. Концепция субрельефа — рельефа подземных полостей // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2020. – №2. – С. 13–22.

Болысов, С.И., Неходцев, В.А. Субрельеф и субтерральные процессы как фактор эколого-геоморфологической опасности в городах // Вестник РГУ имени С.А. Есенина. – 2016. – №1 (50). – С. 87–105.

Галицкий, В.И. О классификации рельефа Земли и некоторых вопросах терминологии // Геоморфология. – 1974. – №1. – С. 38–44.

Гаршин, Д.И., Гаршина, Ю.В., Долотов, Ю.А., Иващенко, С.О., Струков, С.С. Подземные известняковые каменоломни Веневского района Тульской области // Спелеология и спелестология. – 2018. – №9. – С. 191–205.

Геоморфология городских территорий: конструктивные идеи / Отв. ред. Лихачева Э.А. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2017. – 176 с.

Гунько, А.А., Долотов, Ю.А. Экскурсионная деятельность в искусственных пеще-

рах России / Комплексное использование и охрана подземных пространств: Международная научно-практическая конференция. – Пермь: ГИ УРО РАН, 2014. – С. 190–192.

Долотов, Ю.А. Пещера Дугинская-1а (Снеговая или Дугинская-2) // Пещеры. – 2019. – Вып. 42. – С. 58–61

Долотов, Ю.А., Парфенов, А.А. Подземные выработки на территории Новой Москвы / Геоэкологические проблемы Новой Москвы. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – С. 94–107.

Евдокимов, В.И. Случай как система. Новый вид геоэкологического мониторинга // Экология и жизнь. – 2012. – №11. – С. 66–73.

Лихачёв, Д.С. Любить родной край // Отечество: Краеведческий альманах. – 1990. – Вып. 1. – С. 7–10.

Неходцев, В.А. Обзор травертиногенеза в подземных реках Москвы // Спелеология и спелестология. – 2019. – №10. – С. 296–303.

Парфенов, А.А. Липинский спелестологический участок Старицкого района (география, исследования, каменоломни) // Спелеология и спелестология. – 2010. – №1. – С. 170–173.

ГЕОМОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА БАССЕЙНА РЕКИ ИЯ

Опекунова М.Ю., Бардаш А.В.

*Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,
opek@mail.ru, olek22@mail.ru*

Аннотация. Геоморфометрический метод определения эрозионно-аккумулятивного потенциала территории широко используют в науках о Земле. Целью исследований стало применение геоморфометрических показателей в базовом анализе рельефа долины р. Ия для выявления характера распределения потоков при затоплении. На основе цифровой модели были рассчитаны такие морфометрические характеристики рельефа бассейна р. Ия как плановая и вертикальная кривизна. Для отражения их распределения в пространстве составлены карты на ряд ключевых участков, находящихся в пределах развития широкопойменного, адаптиро-

ванного и врезанного типов русла. Выявлено, что в пределах широкопойменного участка преобладание поверхностей с отрицательными значениями послужило функцией задержания и аккумуляции водных потоков. Полученные данные можно рассматривать как индикатор предрасположенности рельефа к затоплению и подтоплению территории во время прохождения паводков. На участке с адаптированным руслом, расположенном ниже по течению, кривизна поверхности не сыграла существенной роли в распределении потоков. Положение этого отрезка между двумя расширенными участками долин, а также сложное сочетание вынужденных излучин послужило дополнительным фактором концентрации потока в узкой долине. В пределах г. Тулуна распространены плоские пойменные поверхности, которые способствовали распластыванию потока. Смена типа русла ниже по течению с широкопойменного на адаптированный могла спровоцировать подпор и задержку водных масс в пределах городской территории. Таким образом, можно резюмировать, что использование геоморфометрического анализа территории помогает определять основные функции рельефа в распределении потока, особенно это ярко показано в пределах широкопойменных отрезков долин. Что касается участков с адаптированным и врезанными руслами, то при прохождении катастрофических паводков и половодий, кривизна поверхности не играет существенной роли, распределение потоков подчиненно направлению долины-русла.

Ключевые слова: речные долины, геоморфометрический анализ, пойменно-русловой комплекс, плановая кривизна, профильная кривизна

Введение. В настоящее время одним из ведущих факторов чрезвычайных ситуаций для южных районов Иркутской области — это наводнения, среди которых наиболее опасными являются дождевые паводочные. Цель исследования — выявление влияния рельефа речных долин на распределение потоков воды и наносов во время затопления пойменных массивов в период катастрофических паводков. Для анализа долинного и пойменного рельефа был применен геоморфометрический метод (Шарый, 2006, Погорелов, Думит, 2009, Флоринский, 2016). В качестве модельного участка был выбран бассейн реки Ия (приток р. Оки — левого притока р. Ангары). Применение методов геоморфометрического анализа для территории Верхнего Приангарья проводится впервые.

Материалы и методы. Для р. Ия в пределах равнинно-платформенной части бассейна при пересечении полей песчаников

развивается широкопойменное извилистое русло со свободными и адаптированными излучинами. При пересечении рекой траппов триасового возраста формируются врезанный и адаптированный типы русла.

В качестве исходных данных использовалась цифровая модель SRTM с разрешением 1 угл. с (srtm). Обработка исходных данных производилась в открытой настольной ГИС SAGA (<http://saga-gis.org>). Значения горизонтальной кривизны вычислены с использованием алгоритма Zevenbergen-Thorne (Zevenberg, Thorne, 1987) по предварительно отфильтрованной поверхности SRTM скользящим окном с радиусом 5 ячеек. Единицами измерения кривизны являются величины 1/м. Горизонтальная (плановая) кривизна характеризует изменение экспозиции по мере движения вдоль определенного направления и описывает, так называемый, первый механизм аккумуляции — за счет сближения линий тока в

плане (Шарый, 2006, Флоринский). Отрицательные значения горизонтальной кривизны соответствуют вогнутым участкам — зонам конвергенции, где происходит сближение линий тока, положительные значения — выпуклым участкам — зонам дивергенции, где происходит расхождение линий тока.

При вычислении значений вертикальной (профильной) кривизны были использованы сглаженные данные, полученные с помощью мультимасштабного подхода Дж. Вуда (Whood, 1996). В данном алгоритме

значения аппроксимированы по методу наименьших квадратов в скользящем окне размером 11×11 ячеек. В качестве исходных параметров использованы показатели уклона и экспозиции. Этот метод реализован в ГИС SAGA для морфометрической классификации рельефа.

Результаты и обсуждение. Для анализа территории с точки зрения определения закономерностей распределения потоков в пределах долин и, особенно, пойменно-русловых комплексов, было выделено три ключевых участка.

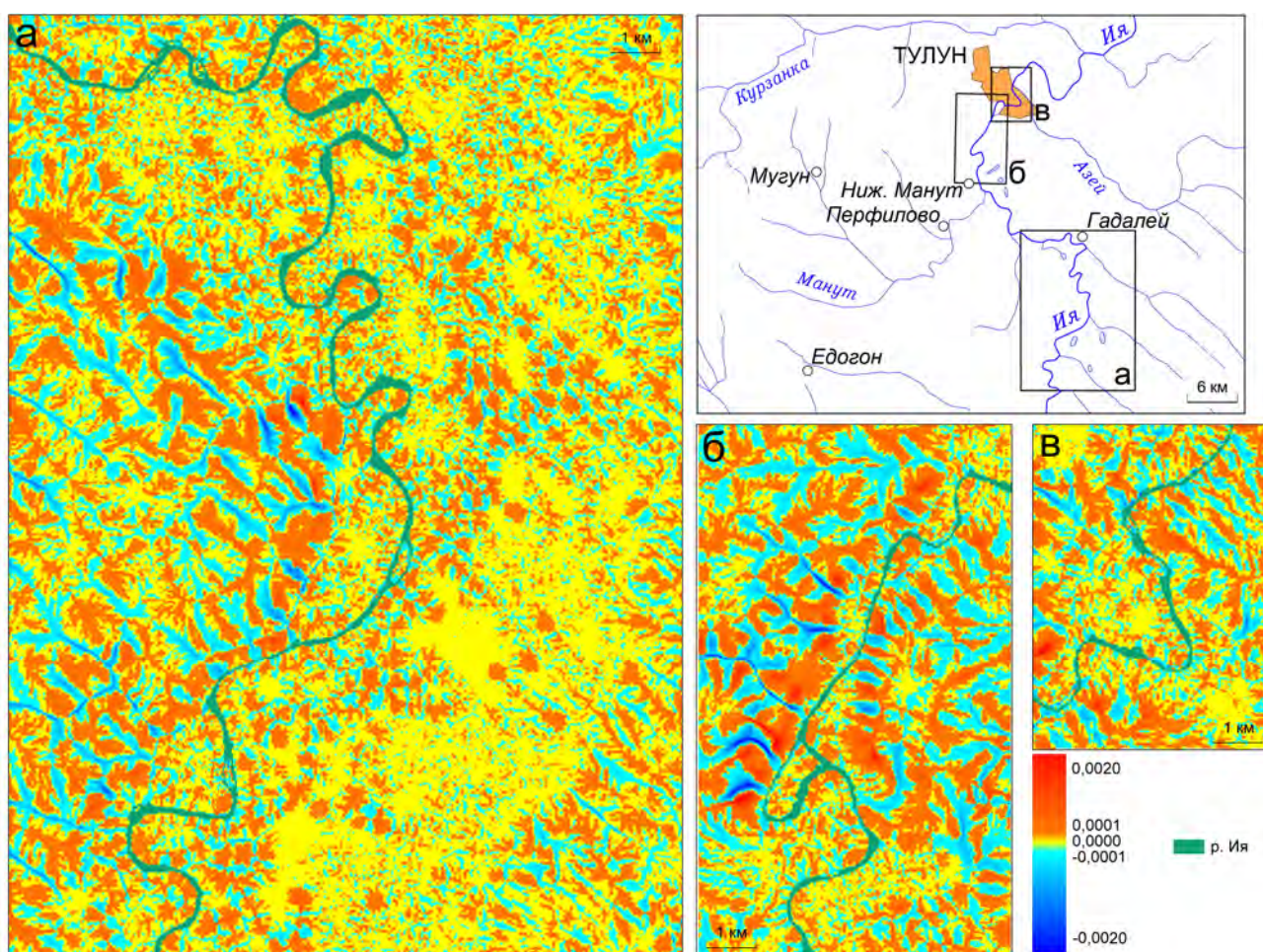


Рисунок 1. Карта-схема горизонтальной (плановой) кривизны: а — широкопойменного участка р. Ия (с. Гадалей); б — участок с адаптированным типом русла р. Ия (д. Ниж. Манут — г. Тулун); в — участок с широкопойменным и адаптированным типами (г. Тулун). В верхнем правом углу — схема территории исследования с ключевыми участками (в прямоугольниках).

чевых участка.

Первый участок расположен в окрестностях деревни Гадалей — здесь получил развитие широкопойменный тип русла со свободным меандрированием. Ширина русла составляет в среднем 200 м, а поймы достигает 5 км (рис. 1а). Геоморфометрический анализ рельефа показал доминирование отрицательных форм микрорельефа, а следовательно, предрасположенность рельефа на данном участке к аккумуляции вещества — водных потоков и наносов. Ареалы с положительными значениями плановой кривизны оконтуривают уступ, примыкающий к пойме в левобережной части долины, как дополнительную область сноса. Таким образом, в левобережной части долины, помимо притоков, уступы террас будут выполнять функции транзита обломочного материала в период обводненности территории. Поэтому их необходимо учитывать как дополнительный источник опасности развития эрозионных процессов, поставки материала и дополнительной нагрузки на пойму и русло.

Значения вертикальной (профильной) кривизны (k_v) в пределах рассматриваемого участка изменяется от $-0,0012$ до $0,0011 \text{ м}^{-1}$ (рис. 2а). На участке исследования большую площадь занимают ареалы $k_v \sim 0$, которые оконтуривают плоские равнинные и заболоченные поверхности пойм и террас. Ареалы со значениями (k_v) > 0 оконтуривают выпуклые склоны средней крутизны, уступы террас и грив, приводораздельные поверхности. Ареалам со значениями k_v от $-0,0001$ до 0 м^{-1} соответствуют русла и тальвеги, с минимальными значениями k_v — притеррасное понижение.

Отрицательное значение коэффициента асимметрии и его небольшая величина ($-1,0981$) говорят о незначительном преоб-

ладании выпуклых форм в продольном профиле — зон ускорения потоков. Таким образом, кривизна элементов положительных микроформ пойменного и террасового рельефа способствует незначительному, но разделению потоков вещества и перераспределению его в зоны аккумуляции (отрицательные формы микрорельефа), которые преобладают на этом участке.

На участке, расположенном ниже по течению (д. Ниж. Манут — г. Тулун), при пересечении рекой полей базальтов триасового возраста, формируется адаптированный тип русла (рис. 1б). Геометрия расположений излучин русла в пределах узкой долины определяет сложность условий прохождения паводковых потоков. При входе в сужение рекой образованы две развитые сегментные излучины, соединенные прямолинейной вставкой, которые образуют комбинацию вынужденной и адаптированной излучин.

Характеристики кривизны рельефа долины на этом участке (табл. 1) показывают потенциал к накоплению воды в пределах пойм, однако учитывая катастрофический характер прохождения паводка (скорости подъема уровня воды и потока, объемы водных масс) (Шаликовский и др., 2019), особенности микрорельефа не повлияли на характер распространения водных потоков. Однако, на характер затопления пойменных массивов здесь повлияли не кривизна их поверхностей, то есть не геоморфометрические параметры, а особенности морфологии и морфометрии долины. Такие как чередование разных типов русла и пойм, смена емкости пойм, которые оказывают влияние как на типы взаимодействия руслового и пойменных потоков, так и на виды эрозионно-аккумулятивных процессов (Барышников, 1987, Чернов, 2009).

Таблица 1. Статистические показатели коэффициентов вертикальной и профильной кривизны в долины р. Ия

Показатель	Кол-во точек	Средняя	Min	Max	σ	1 Quartile	2 Quartile	3 Quartile	S	E
Широкопойменный участок (д. Гадалей)										
Горизонтальная (плановая) кривизна	297214	0,0000	-0,0013	0,0022	$1,6 \cdot 10^{-8}$	$-3,0 \cdot 10^{-8}$	$-3,0 \cdot 10^{-8}$	0,0001	0,2321	8,91
Вертикальная (профильная) кривизна	297207	0,0000	-0,0011	0,0008	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	-1,0981	11,28
Участок с адаптированным типом и врезанным типом русла (п. Ниж. Манут — г. Тулун)										
Горизонтальная (плановая) кривизна	74672	0,0000	-0,0021	0,0022	$6,7 \cdot 10^{-8}$	-0,0001	$-0,3 \cdot 10^{-8}$	0,0001	0,0938	9,43
Вертикальная (профильная) кривизна	74313	0,0000	-0,0013	0,0013	$7,2 \cdot 10^{-8}$	-0,0001	0,0000	0,0001	-0,6423	3,64
Участок с широкопойменным и адаптированным типами русла (г. Тулун)										
Горизонтальная (плановая) кривизна	34679	0,0000	-0,0010	0,0014	$2,2 \cdot 10^{-8}$	-0,0001	$-2,0 \cdot 10^{-8}$	0,0001	0,8954	6,21
Вертикальная (профильная) кривизна	34679	0,0000	-0,0008	0,0009	$2,6 \cdot 10^{-8}$	-0,0001	$1,3 \cdot 10^{-8}$	0,0001	-0,7376	2,06

В пределах г. Тулуна р. Ия образует макроизлучину, шпору которой занимает пойменный массив. Ниже по течению река обладает адаптированным и врезанным типами русла (рис. 1, 2).

В целом, для участка разброс значений горизонтальной кривизны незначителен (табл. 1), о чём свидетельствуют среднеквадратическое отклонение $\sigma=2,2 \cdot 10^{-8}$. Положительные значения коэффициента асимметрии ($S=0,8954$) говорит о преобладании

вогнутых форм в рельефе участка, а значение эксцесса E равно 6,21 и показывает небольшие колебания значений горизонтальной кривизны относительно модального. Области сочетаний ареалов со значениями в интервале от -0,1 до 0,0000 оконтуривают эрозионную сеть, а ареалы со значениями выше них — водораздельную. В пределах пойменного массива макроизлучины значения плановой кривизны варьируют от -0,0001 до 0,000, доминируют поверхности

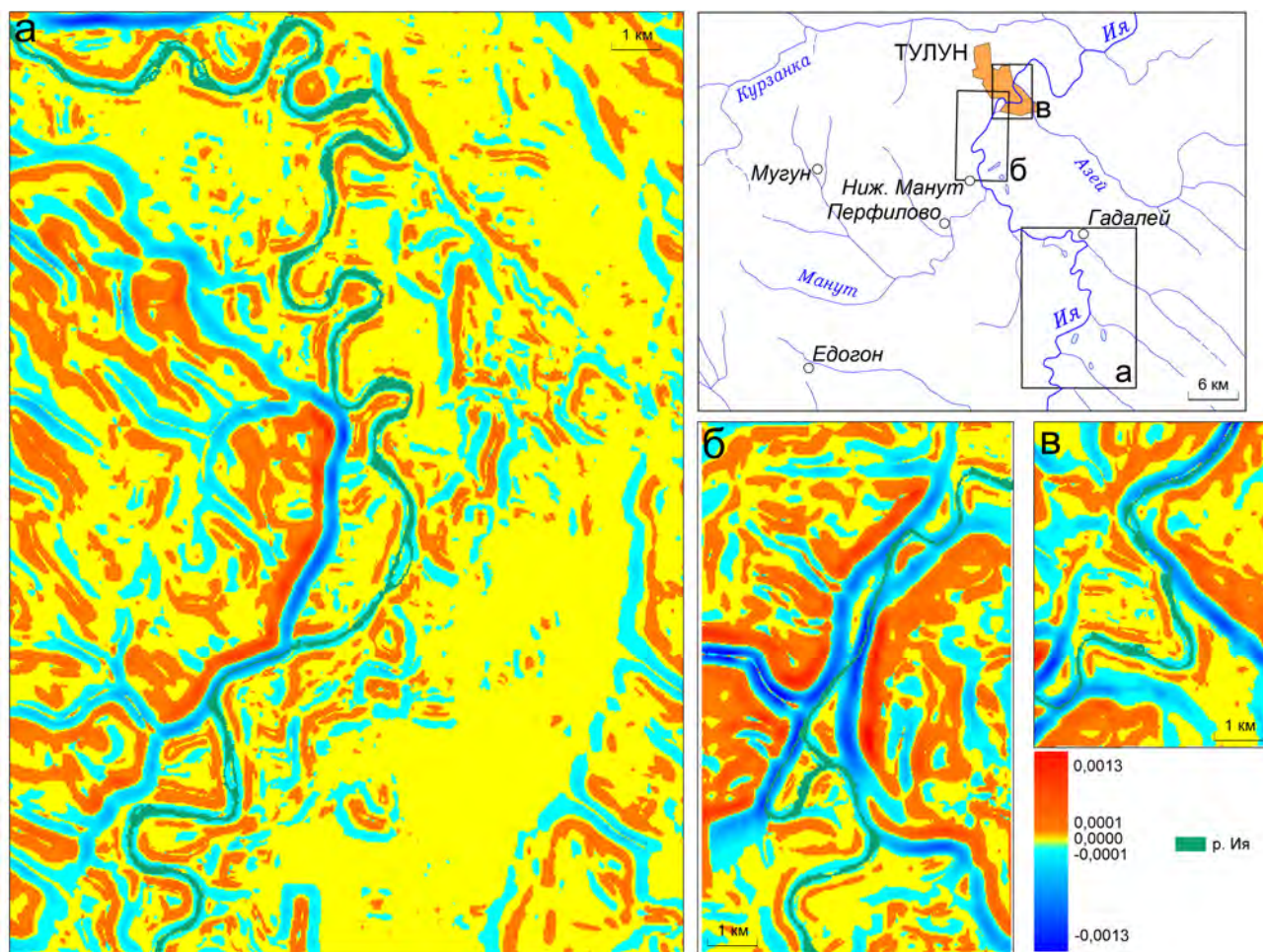


Рисунок 2. Карта-схема вертикальной (профильной) кривизны (обозначения см. рис. 1)

со значениями кривизны близкой к 0. В прирусловых частях выделяются выпуклые поверхности со значениями от 0,000 до 0,0001, соответствующие пойменным гривам (рис. 1в). Величины вертикальной кривизны изменяются от -0,008 до 0,0009. Отрицательное значение коэффициента асимметрии (-0,7376) и его небольшая величина говорит о незначительном преобладании выпуклых участков в продольном профиле поверхностей, то есть о преобладании зон ускорения. Такие поверхности соответствуют склонам террас и водоразделов, тогда как для уступов пойм, низких террас, склонов долин малых притоков р. Ия соответствуют вогнутые профили (рис. 2в).

Для широкопойменных участков, до-

полнительным фактором распыливания и распределения потока, помимо ширины поймы, послужило многообразие пойменных типов, в частности ложбинно-островного типа и общее преобладание плановых аккумулятивных областей. Задержанию потока способствовало также незначительное преобладание зон сноса и заболоченные площади-аккумуляторы в пределах пойменного массива.

На характер распределения паводочных вод в пределах адаптированного участка русла повлияли, во-первых, расположение его между двух широкопойменных отрезков реки, во-вторых, геометрия вынужденных излучин в пределах узкой долины. Совокупность этих факторов привела к катастрофи-

ческим последствиям для населения Тулунского района.

Выводы. Системы поток — русло и поток — пойма (в период паводков и половодий) находятся в постоянном взаимодействии и взаимном влиянии друг на друга. Поэтому морфодинамический тип русла, тип пойменного рельефа и его морфометрические характеристики, безусловно, являются важными факторами влияния на характер распространения потока, в том числе и при прохождении катастрофических паводков. Геоморфометрический анализ рельефа бассейна, в частности пойменно-русловых комплексов позволил выявить факторы, обусловившие характер прохождения и распространения паводковых вод в пределах морфодинамически однородных участков.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области.

Литература

Барышников, Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм – Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. – 280 с.

Погорелов, А.В., Думит, Ж.А. Рельеф бассейна р. Кубани: Морфологический анализ – М.: ГЕОС, 2009. – 207 с.

Флоринский, И.В. Иллюстрированное

введение в геоморфометрию. Электронное научное издание Альманах Пространство и Время [Электронный ресурс]. URL: www.j-spacetime.com/actual%20content/t11v1/PDF-files/2227-9490e-aprov_r_e-ast11-1.2016.71.pdf. (дата обращения: 01.01.2018).

Чернов, А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии – М.: ООО «Крона», 2009. – 684 с.

Шаликовский, А.В., Лепихин, А.П., Тиунов, А.А., Курганович, К.А., Морозов, М.Г. Наводнения в Иркутской области 2019 года // Водное хозяйство России. – 2019. – №6. – С. 48-65.

Шарый, П.А. Геоморфометрия в науках о Земле и экологии, обзор методов и приложений // Известия Самарского науч. центра РАН. – 2006. – №8 (2). – С. 458-473.

SRTM 1 Arc-Second Global. DOI: /10.5066/F7PR7TFT.

Wood, J.D. The Geomorphological Characterization of Digital Elevation Models – Ph. D. Thesis. Leicester: Univ. Leicester, 1996. – 193 p.

Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. Quantitive analisis of land surface topography // Earth Surface Processes and Landforms. – 1987. – Vol. 12. – P. 47-56.

МОНИТОРИНГ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ТУВЫ

Самбуу А.Д.¹, Аюнова О.Д.¹, Монгуш Б.С.¹, Монгуш Ш.В.², Дугержаа Ч.Ш.²

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, sambuu@mail.ru

²Тувинский государственный университет, Кызыл, Россия

Аннотация. К настоящему времени разработаны научно-методические основы дистанционного почвенного мониторинга. Исследование почвенных процессов является частью геосистемного мониторинга и осуществляется преимущественно дистанционными методами в комплексе с наземными исследованиями. Для ряда регионов нашей страны использование ре-

зультатов многолетних аэрокосмических и наземных исследований динамики увлажнения, засоления, эрозии почв и ряда других процессов позволило установить основные дешифровочные их признаки, обосновать требования к фотоизображениям и в итоге получить новую научную информацию. Оценка природно-антропогенной трансформации типологического разнообразия почвенного покрова межгорных котловин Тувы проведена на основе крупномасштабных карт, созданных по материалам дешифрирования космических снимков. Созданные при помощи дистанционных данных, границы и информационное содержание почвенных контуров могут использоваться в качестве контролируемых показателей при создании схем почвенно-экологического мониторинга. Целью работы является разработка методических положений дистанционного мониторинга почвенного покрова степных котловин Тувы, которые отличаются спецификой почвообразования, связанной с комплексом природных условий, и в то же время они имеют много общего в системе их хозяйственного использования.

Ключевые слова: почвенно-экологический мониторинг, геоинформационные системы, типологическое разнообразие, межгорные котловины, Тува

Введение. Алтае-Саянская горная страна является частью мирового водораздела между гумидной бореальной и аридной областями Центральной Азии (Сохранение биологического..., 1997). Изучение структуры и динамики почвенного покрова базируется на выявлении биоразнообразия и закономерностей, определяющих целостность, устойчивость, продуктивность и проявление средообразующих функций как отдельных биогеоценозов, так и образуемых ими территориальных комплексов. На ее обширных пространствах расположены крупные промышленные комплексы, а также имеются еще не освоенные территории, занятые естественными экосистемами, в которых представлена значительная часть видового разнообразия Евразии. Функционирование ландшафтов, сформированных в условиях своеобразного сочетания природных факторов, значительно осложняется воздействием хозяйственной деятельности, которая часто становится причиной возникновения экосистем с частичным разрушением компонентов. Вследствие антропогенного воздействия общая трансформация природных

комплексов (Кудряшова, Дитц, 2009).

В настоящее время с внедрением ГИС-технологий в практику проведения экологических исследований значительно возросла возможность получать пространственно распределенные данные, обеспечивающие необходимую оперативность и широкий охват территорий. Изучение природных объектов с использованием временных рядов спутниковых изображений представляет особую ценность для мониторинговых исследований почвенного покрова, поскольку, дополненные материалами наземных наблюдений, они позволяют выявлять особенности проявления факторов почвообразования или историю землепользования. В литературе появились некоторые сведения о результатах исследования пространственно-временной динамики растительного покрова, водных ресурсов и других объектов природной среды Тувы. Однако почвенный покров, несмотря на высокую степень его экологической и хозяйственной значимости, в контексте данной проблемы практически не исследовался. Мониторинг почвенного покрова, как и других

природных объектов, предполагает соблюдение ряда принципиальных требований как достоверность пространственных данных и контролируемость показателей. В качестве общих показателей рассматривались площади и информационное содержание почвенных контуров, в качестве частных — специфические эффекты природно-антропогенного воздействия на почвенный покров котловин Тувы.

Материал и методы. Природные условия Тувы, как территории с горным рельефом, разнообразны. Такое же разнообразие характерно и для ее почвенного покрова, одного из важнейших элементов ландшафта (Самбуу и др., 2018). Как и в других районах Южной Сибири, почвенный покров здесь подчиняется закономерностям высотной поясности (различная высота горных поднятий, разница в направлении осевых хребтов, расчленение их продольными и поперечными долинами, открытость склонов, изменения состава горных пород и др.) с высокогорным, горнолесным и степным поясами. Основой территориальной организации материала для мониторинга почвенного покрова степных межгорных котловин Тувы, выявления элементов антропогенной инфраструктуры и степени фрагментированности территории как основы для географической коррекции космических снимков были географические карты. Тематические почвенные и геоботанические карты использовались как вспомогательные при дешифрировании (Носин, 1963, Курбатская, 1990, Почвенная карта..., 1955, Шретер, 1957, Куминова и др., 1985). Крупномасштабные почвенные карты ключевых участков составлены по материалам дешифрирования космических снимков Landsat. Методом интерпретации комических сним-

ков служило классифицирование спектрального изображения в программной среде Erdas Imagine с последующей векторизацией в ArcGIS. На космических снимках котловины распознаются как индивидуальное целое по закономерной композиции структурных элементов и выделены в качестве обособленных геоморфологических единиц. В границах отдельно взятых котловин количественная оценка типологического разнообразия проводилась с учетом объективно отражающихся на космических снимках специфических для локальных условий природных и антропогенных факторов дифференциации почвенного покрова. К естественным факторам, формирующим почвенное разнообразие и четко распознающимся при дешифрировании, относятся подгорные шлейфы, конусы выноса временных русловых потоков, речные долины, моренные всхолмления, криогенные мезо- и микроформы. Основными видами хозяйственной деятельности являются распашка и орошаемое земледелие.

Результаты и их обсуждение. Тува относится к старым сельскохозяйственным районам, поскольку еще в глубокой древности (с III века до н.э.) ее территорию населяли скотоводческие племена, концентрирующиеся преимущественно в межгорных степных котловинах, наиболее благоприятных для развития как скотоводства, так и для земледелия (История Тувы, 2001). На протяжении тысячелетий хозяйственное воздействие на почвенный покров постепенно возрастало по двум основным направлениям: уничтожение коренных экосистем под воздействием выпаса и распашки. Интенсивность использования почвенного покрова в настоящее время в несколько раз выше, чем в начальный период освое-

ния территории.

Центрально-Тувинская котловина. Для выявления типологического разнообразия почвенного покрова котловины специальных исследований не проводилось. В системе других котловин изучались особенности генезиса, географии и систематики наиболее распространенных почвенных типов (Носин, 1963). На схеме распределения основных типов разнообразия автоморфного сухостепного почвообразования в котловине занимает 54 % от общей площади. Полугидроморфные незасоленные и засоленные почвы также выделены единым контуром, занимающим 5 % площади. С учетом гидроморфных контуров за период эксплуатации Саяно-Шушенского водохранилища общая площадь переувлажненных земель увеличилась на 12 %.

Плоский, иногда слабовсхолмленный моренный или криогенный рельеф и широкое распространение сухих и опустыненных степей являются отличительной чертой котловины и хорошо распознаются на космических снимках. Ареал распространения зональных светло-каштановых почв практически полностью совпадает с границами опустыненно-степной растительности. В пределах ареала отчетливо дешифрируются выделы светло-каштановых маломощных супесчаных или суглинистых почв и светло-каштановых сильно щебнистых почв. Специфические для Тувинской котловины, под чиевыми степями формируются бурые пустынно-степные солончаковые почвы. Они образуют контуры меньшего размера и занимают 11 % от общей площади.

Под воздействием временного избыточного увлажнения и концентрации солей создается значительная часть типологического разнообразия почвенного покрова. В

долине Енисея и по окраинам небольших озер на сравнительно небольшой площади можно проследить всю гамму переходов от засоленных каштановых почв до солончаков. По данным комического снимка выделено 9 разновидностей гидро- и полугидроморфного почвообразования. Главным антропогенным фактором изменения типологического разнообразия почв являются затопление водами Саяно-Шушенского водохранилища и искусственное орошение, которое широко применяется с древних времен и до наших дней.

Убсунурская котловина. В пределах Республики Тыва рельеф части котловины представлен пологоволнистой равниной с останцовыми грядами возвышенностей (Курбатская, 1990). Подгорные шлейфовые равнины южных склонов Танну-Ола, древние террасы и современная долина р. Тес-Хем сливаются с Убсунурской приозерной низменностью. Эоловые всхолмленные равнины песков Цугер-Элисс занимают юго-восточную часть котловины. Почвенный покров Тувы на карте отражен не только мелкого, но среднего масштаба. Почвенная карта степных котловин Тувинской АО (1955) и карта, составленная с использованием космического снимка, довольно близки по количеству почвенных выделов и их контурным границам. На основании дистанционных данных есть возможность представить почвенное разнообразие котловины в более полном объеме. Например, обобщенные контуры преобладающих в почвенном покрове подтипов каштановых и светло-каштановых почв можно разделить с выделением контуров темно-каштановых почв (табл. 1). На космоснимках отчетливо распознаются не только бурые лугово-степные почвы, которые формируются под чие-

Таблица 1. Сопоставление содержания почвенной карты Убсунурской котловины с применением космического снимка и Почвенной карты степных котловин Тувинской АО, 1955

Почвы	Площадь индивидуального почвенного контура, км ²		
	общая	min	max
Темно-каштановые: маломощные	159,9	19,4	74,6
слаборазвитые	1479,8	14,9	69,7
Каштановые: среднемощные	324	1,7	80,4
»	654,8	13,2	197,6
мало- и среднемощные	67,4	21,1	46,3
маломощные	1690,9	1,3	742,1
»	414,5	12,3	76,5
» горные каштановые	192,1	1,7	149,6
примитивные и маломощные	99	6,1	52,6
слаборазвитые	172,9	4,5	91,6
Светло-каштановые: маломощные	408,2	2,2	92,2
»	356,2	5	89,2
слаборазвитые	88,9	0,5	65,9
слаборазвитые	409	2	76,2
и аллювиальные	89,7	27,1	62,5
и маломощные	75,2	-	-
и лугово-каштановые	196,6	-	-
Лугово-каштановые: солонцово-солончаковые	23,47	0,8	4,4
среднемощные с пролювием	29,7	7,4	55,3
светлые маломощные	197	3	26,7
» солончаковатые	200,5	1,8	27,1
темные солонцеватые	55,9	4,1	24,2
Бурые: пустынно-степные	168,7	-	-
лугово-пустынно-степные	206,4	-	-
Луговые	7,1	-	-
» солончаковатые	162,4	0,7	118,7
Солончаки корковые	31,4	0,4	7,8
Аллювиальные и аллювиальные дерновые	323,4	17,4	271,2
Аллювиальные	238,6	5,2	153,5
» дерновые	23,1	0,6	10,1
» заболоченные	50,5	23,4	27,1
» слоистые	16,7	3,1	13,6
» торфяно-перегнойные солончаковатые	13,2	6	7,2
Горные черноземы слаборазвитые	5,2	0,7	4,6
Горно-каштановые слаборазвитые	201,5	2,4	55,3
Горные темно-каштановые маломощные	1,4	0,2	0,7
» каштановые маломощные	36,1	0,3	8
» примитивные	205,9	0,6	128,3
Горно-каштановые	182,7	0,2	48,7
Каштановые пески	644	0,5	417,3
То же	603,3	29,6	420,5
Пески задернованные	210,7	33,9	134,9

Примечание: Жирным шрифтом выделены почвенные контуры и их площади по почвенной карте, прочерк — нет данных (Кудряшова, Дитц, 2009).

во-солянковой растительностью, но и бурые пустынно-степные, наиболее ксероморфные в зональном ряду равнинных почв. Эоловый рельеф является специфическим для Убсунурской котловины фактором дифференциации типологического разнообразия почвенного покрова. На космоснимках выделяется грядовой, извилисто-узкополосчатой, струйчатой или ячеистой морфологией. На более 20 % общей площади на Почвенной карте (1955) выделены пески задернованные и каштановые. На космоснимке хорошо видны площади с характерными признаками активного перевевания песка.

Выводы. Таким образом, совмещение материалов дистанционного и наземного обследования свойств почв и других компонентов ландшафтов в различные периоды времени обеспечивает большую долю достоверности диагностики пространственных и временных изменений засоленности и увлажненности почв и др. Интерпретация материалов многолетних исследований, а также опубликованных данных позволила установить, что полученная на основании космоснимков оценка площадного и информационного содержания представленных вариантов воздействия естественных и антропогенных факторов на почвенный покров степных котловин Тувы дает представление о высокой степени достоверности дистанционных данных, необходимых для создания системы почвенно-экологического мониторинга.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-29-05208\19 мк «Эколого-экономическая оценка деградации сельскохозяйственных земель Республики Тыва».

Литература

Атлас: Экономический потенциал Республики Тыва (2003-2004 гг.) – Кызыл: ТувиКОПР СО РАН, 2005. – 60 с.

История Тувы. Т. 1. 2 издание / под общ. ред. С.И. Вайнштейна, М.Х. Маннай-оола. – Новосибирск: Наука, 2001. – 367 с.

Курбатская, С.С. Почвенный покров и биогеохимия межгорных котловин Тувы. Автореф. канд. диссер.... – М.: 1990. – 25 с.

Кудряшова, С.Я., Дитц, Л.Ю. Дистанционное исследование природно-антропогенной трансформации почвенного покрова межгорных котловин юга Сибири // Сибирский экологический журнал. – 2009. – Вып. 2. – С. 223–230.

Куминова, В.А., Седельников, В.П., Маскаев, Ю.М. и др. Растительный покров и естественные кормовые угодья Тувинской АССР – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1985. – 254 с.

Носин, В.А. Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 342 с.

Почвенная карта степных котловин Тувинской Автономной области – М.: 1955.

Самбуу, А.Д., И.М. Красноборов, В.В. Севастьянов и др. Природные ресурсы Республики Тыва – Новосибирск: Гарамонд, 2018. – 488 с.

Сохранение биологического разнообразия в России. Первый национальный доклад – М., 1997. – С. 7-15.

Шретер, А.И. Карта растительности Тувинской области. Природные условия Тувинской автономной области // Труды Тувинской комплексной экспедиции. – 1957. – Вып. 3. – С. 190-191.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ГИС ДЛЯ АНАЛИЗА ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА НА КЛИМАТ ГОРОДОВ

Торбенко А.Б., Галкин А.Н.

*Витебский государственный университет имени П.М. Машерова, Витебск, Беларусь,
torbenko_a@mail.ru*

Аннотация. Рельеф является климатообразующим фактором, влияющим на распределение основных метеорологических показателей, таких как температура воздуха, количество осадков, направление ветра и пр. Это в полной мере касается и городских территорий. Используя стандартный набор инструментов геоинформационных систем, возможно проводить анализ климатических условий на территории городов. Примером такого анализа является попытка исследовать особенности динамики метеопараметров для различных районов г. Витебска на уровне мезоклимата и проследить влияние рельефа на формирование этих различий. На основе цифровой модели рельефа города были построены карты экспозиции и крутизны склонов, которые в значительной степени определяют внутригородские различия метеорологических характеристик. Совмещение этих карт с цифровой моделью рельефа позволило выделить основные орографические элементы города и территории, обладающие на наш взгляд особыми мезоклиматическими условиями (плакоры, долины рек, котловины и склоны четырех экспозиций). Основываясь на анализе данных систематических метеонаблюдений на территории города, можно утверждать, что выделенные местоположения действительно характеризуются закономерными различиями метеоусловий.

Ключевые слова: геоинформационная система, цифровая модель рельефа, экспозиция склонов, крутизна склонов, мезоклимат, районирование

Введение. Современные геоинформационные платформы предлагают большой выбор инструментов для анализа особенностей рельефа территории. Построение ЦМР, карт экспозиции и углов наклона поверхности стали стандартными операциями при проведении исследований. Наличие таких моделей позволяет, используя возможности геоинформационных систем и элементов статистики, отвечать на вопросы о влиянии рельефа на другие компоненты геосистем и их характеристики (например, на изменчивость климатических характеристик, загрязнение воздуха, вод и т.д.) в условиях даже сложных поверхностей, таких как территории городов. В настоящей пу-

бликации рассмотрен опыт проведения мезоклиматического районирования г. Витебска на основе данных о рельефе территории с использованием инструментария широко распространенных платформ, таких как Mapinfo и ArcGIS.

Материалы и методы. Основой анализа послужила цифровая модель рельефа созданная на базе векторизации топографических карт 90-х годов масштаба 1:10 000 – 1:100 000, данных открытых интернет-источников, земельно-информационной системы РБ и материалов полевых исследований. Для выбора оптимального варианта ЦМР строилась в 2-х вариантах — с использованием модуля Vertical Mapper

(платформа Mapinfo) и с помощью инструментов Spatial Analyst ArcGIS. Определение крутизны и экспозиции склонов также проводилось на базе обеих платформ. В результате проделанной работы сделан вывод об отсутствии серьезных различий между полученными моделями.

Для создания базовых слоев векторной карты города была использована нейронная сеть, что позволило не только с высокой степенью точности выполнить графику, но и создать базу атрибутивных характеристик объектов карты в полуавтоматическом режиме. Именно атрибутивные данные векторной карты, наряду с результатами дешифрирования материалов спутниковой и аэрофотосъемки, послужили основой для установления различий отражающей способности поверхностей.

К сожалению, систематические метеонаблюдения на территории города ведутся лишь на 4 стационарных постах, чего явно недостаточно для проведения районирования. Однако, определив степень влияния на метеопараметры характеристик климатообразующих факторов, к которым в первую очередь относятся особенности рельефа, и соотнеся их с маркерными показателями стационарных метеопостов, возможно получить картину отклонений климатических характеристик от зональных для любой территории. Для этой цели использовались коэффициенты изменчивости климатических характеристик.

Результаты и обсуждение. Рельеф Витебска достаточно разнообразен. Основными элементами современного орографического рисунка городской территории являются:

- долины рек Западная Двина, Лучеса и Витьба (абсолютные высоты 125-140 м);
- широкие (до 2 км в центре города) участки флювиогляциальных террас Западной Двины (абсолютные высоты 140-144 м);
- моренная равнина правобережья Западной Двины (155-180 м);
- озерно-ледниковая равнина бассейна р. Витьба (абсолютные высоты 145-150 м);
- холмисто-увалистые возвышенности на севере города и в междуречье Витьбы и Лучесы (соответственно 145-180 и 165-217 м);
- пологоволнистая флювиогляциальная равнина междуречья Западной Двины и Лучесы (145-185 м).

В климатическом отношении Витебск расположен в зоне умеренно-континентального климата. Среднегодовая температура воздуха по многолетним данным составляет $+5,1^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января и июля, соответственно, $-7,9$ и $+17,8^{\circ}\text{C}$. За год выпадает, по многолетним данным, 665 мм осадков. Реальные значения количества осадков колеблются по годам в очень широких пределах (от 407 до 959 мм за долгосрочный период). В течение всего года преобладают ветры юго-западных румбов. Наиболее ветреная погода в городе в октябре-январе, а максимальная скорость ветра наблюдаются весной и в первой половине лета. Четко выражена сезонность климата.

Приведенные значения климатических характеристик соответствуют данным климатических справочников и метеослужбы аэропорта «Витебск», который расположен в 10 км к юго-востоку от города и позволяют сравнивать его зональные характери-

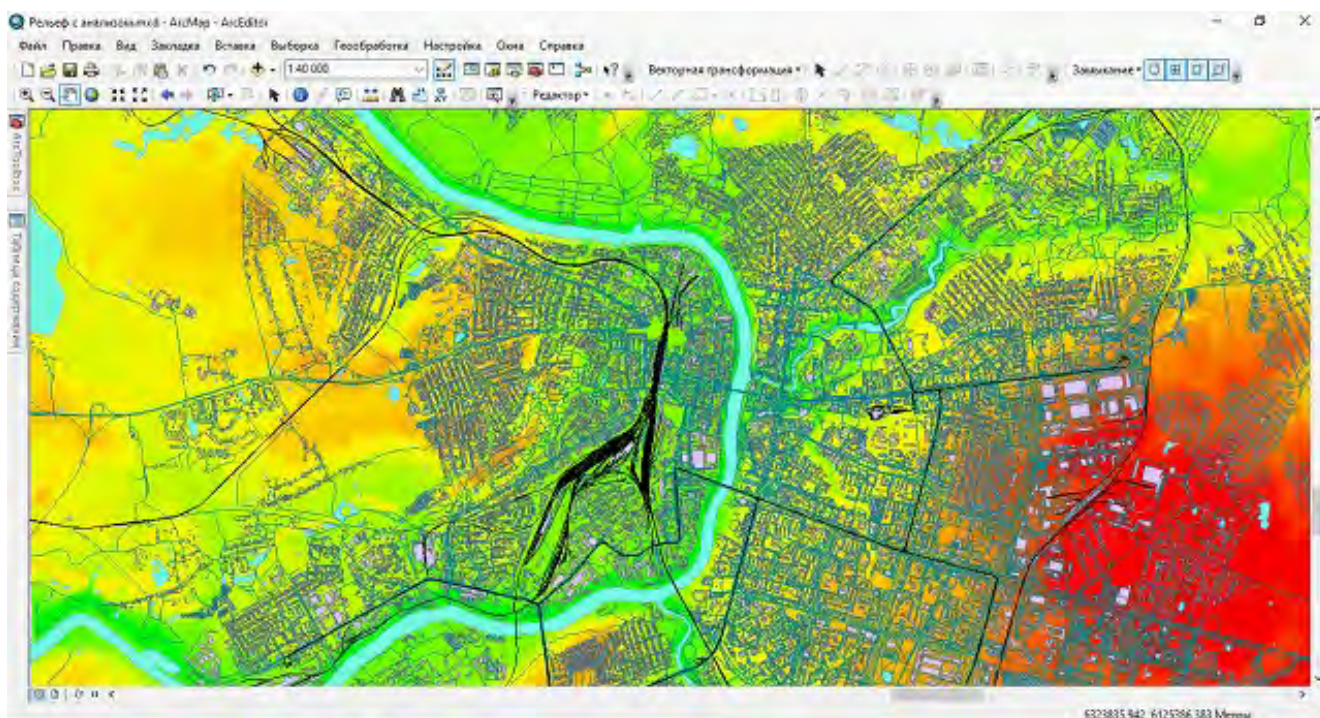


Рисунок 1. ЦМР для территории г. Витебска со слоями гидрографии, дорожной сети и застройки

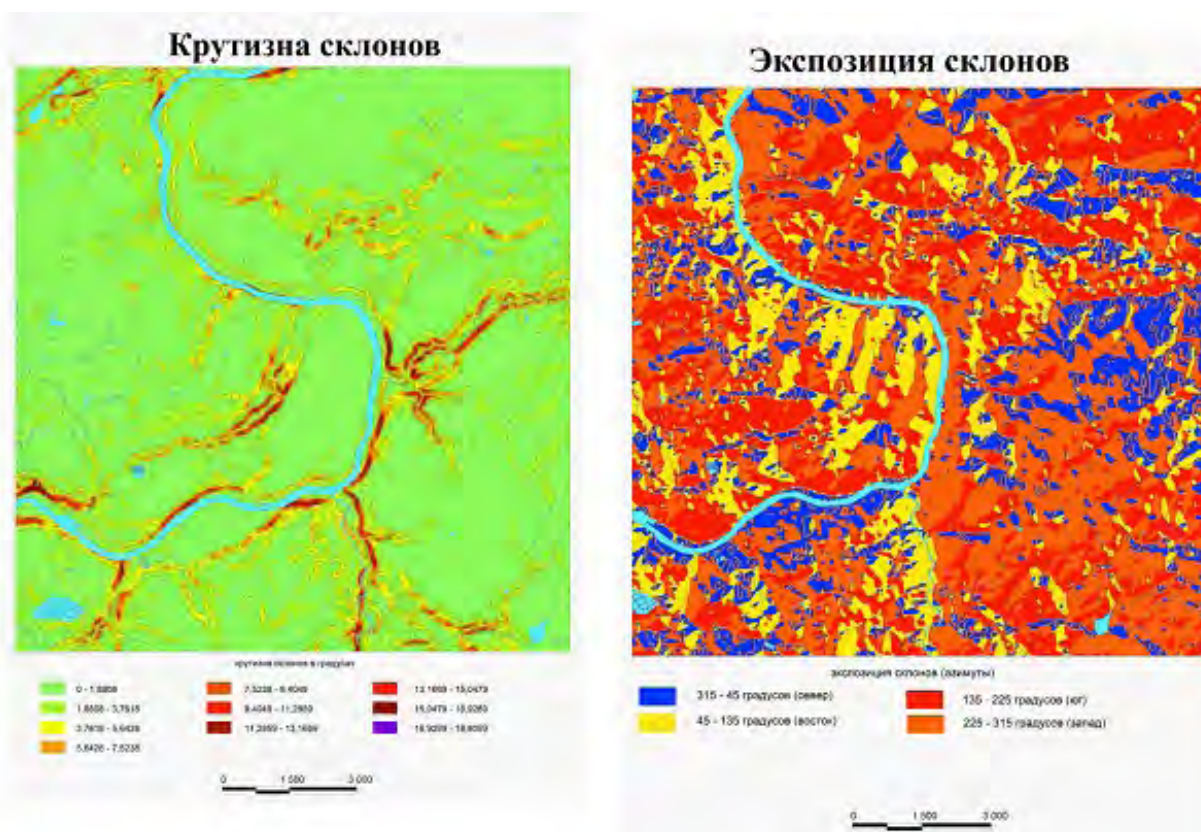


Рисунок 2. Карты крутизны и экспозиции склонов для территории г. Витебска

ки с другими регионами страны. Понятно, что реальные микро- и мезоклиматические условия в городе, контролируемые местными условиями, в том числе рельефом, будут значительно отличаться от зональных.

Четкое выделение масштабов мезо- и микроклимата проблематично. Но в городах выделение мезо- и микроклиматов проводить довольно удобно, сопоставляя масштабность метеорологических реакций с территориальными единицами микрорайонов или районов либо участками, привязанными к крупным мезоформам рельефа. В своих исследованиях мы проводили анализ на уровне мезоклимата.

Основой нашей работы явилась базовая векторная карта города, которая состоит из 5 слоев: «рельеф», «гидрография», «дорожная сеть», «застройка» и «растительность». В каждом слое содержится информация о размерах, типологии и ряде других атрибутивных характеристик объектов. Например, в базе данных «Застройка» собраны данные о назначении, этажности, материале построек, что может быть использовано при оценке влияния на ветровой и температурный режимы территории.

Встроенные возможности преобразования координатных систем не позволили автоматически совместить данные из раз-

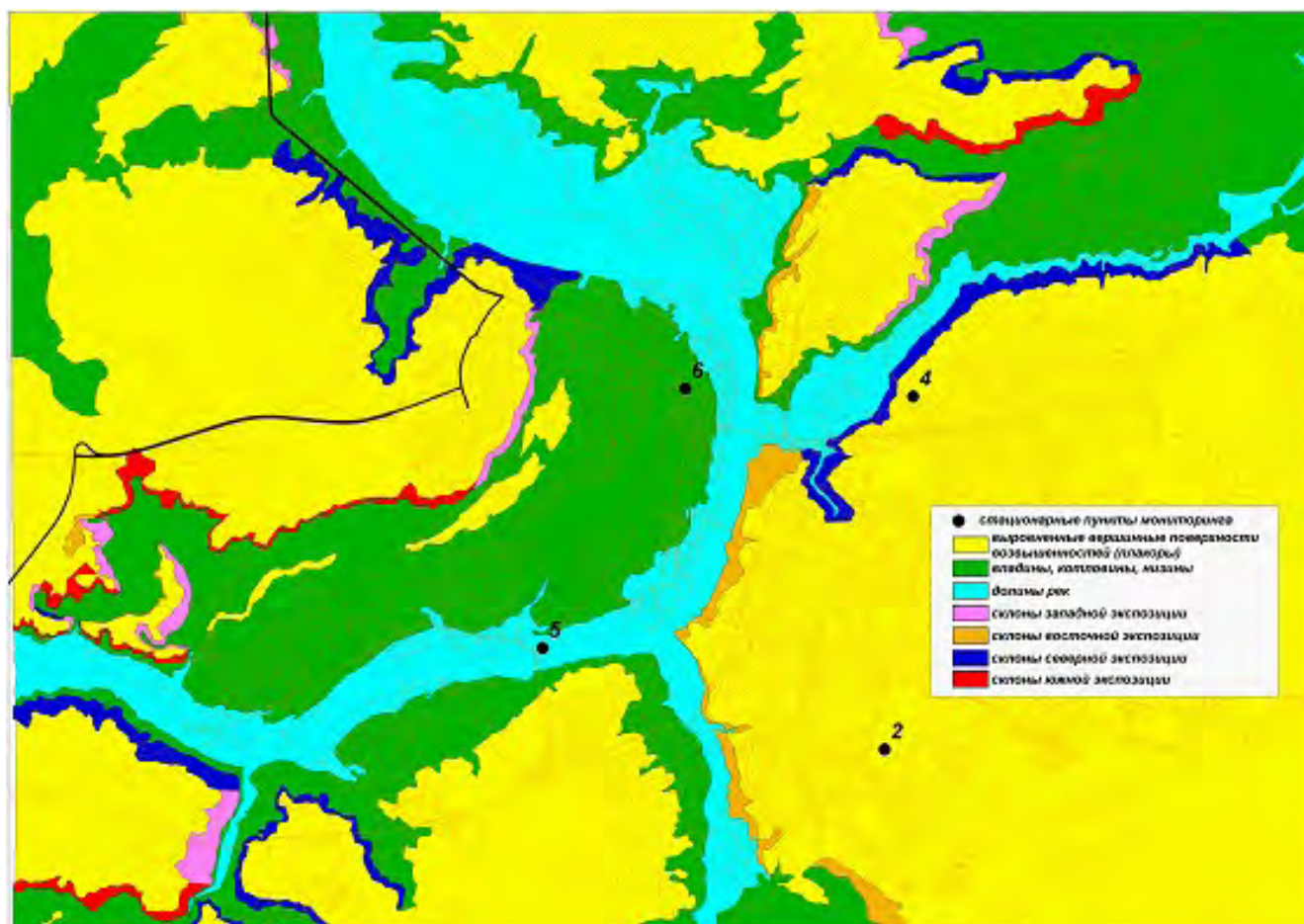


Рисунок 3. Классификация поверхностей в связи с их местоположением, применяемая для выявления мезоклиматических особенностей в пределах территории г. Витебска

личных источников по рельефу, застройке, дорожной сети, гидрографии и растительности, в связи с чем окончательное сведение слоев пришлось проводить в полуавтоматическом и ручном режимах. В результате, данные о городской среде удалось достаточно корректно привязать к ЦМР (рис. 1).

Далее на основе цифровой модели рельефа города были построены карты экспозиции и крутизны склонов. Именно эти параметры рельефа в значительной степени определяют внутригородские различия метеорологических характеристик (рис. 2).

Для наибольшей наглядности и упрощения последующего анализа для карты экспозиции была выбрана градация с минимальным количеством экспозиций (4 — север, восток, юг и запад), а градация крутизны склонов проведена с целью разделить участки, где уклон значителен и достаточен для влияния на климатические характеристики и территории с пологим рельефом.

Далее, в результате проведенного геотопологического анализа на основе совмещения производных карт экспозиции и крутизны склонов с цифровой моделью рельефа, были выделены 7 типов местоположений, в пределах которых особенности рельефа обуславливают формирование особого температурного и ветрового режима, формируют четкие отличия климатических параметров по сравнению с зонально расположенной плоской поверхностью: вершинные поверхности (плакоры), замкнутые впадины и котловины, долины крупных рек и проветриваемые котловины водоемов и их поймы, а также склоны южной, северной, западной и восточной экспозиции (рис. 3).

Такая классификация не является исчерпывающей, однако вполне подходит для оценки влияния рельефа на городской климат мезоуровня. В результате вышеперечисленных действий была получена базовая карта местоположений для вычисления мезоклиматических отклонений. После некоторой генерализации данных и наложения показателей отражающей способности поверхности была получена схема города, на которой выделены территории, обладающие особыми мезоклиматическими условиями.

В дальнейшем нами были проанализированы метеоданные за годовой период в 4-х вариантах местоположений по данным стационарных пунктов метеонаблюдений. Сравнивались температурный режим, атмосферное давление, сила и направление ветра. Обработка данных показала, что метеопараметры стационарных пунктов за анализируемый период характеризуют различные мезоклиматические условия. Отметим, что проведенный нами анализ имел целью не охарактеризовать стандартные климатические условия тех или иных местоположений (данных за один год для этого явно недостаточно), а выявить закономерности в различиях метеопараметров сравниваемых локаций между собой и зональными параметрами.

Выводы. Таким образом, стандартные средства анализа рельефа, предоставляемые ГИС, позволяют достаточно объективно проводить анализ влияния рельефа на изменчивость климатических характеристик в условиях сложных поверхностей, таких как территории городов.

О ЗАПАСЕ ЦЕЗИЯ-137 В ПАХОТНОМ ГОРИЗОНТЕ НА ВОДРАЗДЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ БАСЕЙНА РЕКИ СУХОЙ ОРЛИЦЫ ПРИ УСТАНОВЛЕНИИ ОПОРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ЦЕЗИЯ-137

Трофимец Л.Н.¹, Паниди Е.А.², Чаадаева Н.Н.¹, Тяпкина А.П.¹,
Санкова Е.А.¹

¹Орловский государственный университет имени И.С. Тургенева, Орёл, Россия,
trofimec_l_n@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
panidi@ya.ru

Аннотация. Цель работы установить возможность отбора проб почвы на цезий-137 в пределах 0-25 см без ущерба для потери информации при установлении опорного значения активности (запаса) цезия-137 на сельскохозяйственном поле. Обосновывается необходимость установления опорного значения удельной активности цезия-137 (при оценке потерь почвы радиоцезиевым методом) на блочных повышениях водораздельных участков в пределах конкретного поля. По результатам гамма-спектрометрического анализа проб почвы, отобранных послойно на опорной площадке, расположенной на распахиваемом склоне южной экспозиции в бассейне реки Сухая Орлица, сделан вывод о возможности принятия опорного значения удельной активности цезия-137 в слое, ограниченном глубиной залегания пика активности (плужной подошвы). Запас цезия-137 глубже пика на блочных повышениях не превышает 5%.

Ключевые слова: блочные повышения, цезий-137, глубина плужной подошвы, опорное значение цезия-137

Введение. При установлении опорного значения запаса цезия-137 рекомендуется использовать стабильные (в отношении смыва почвы) участки водосборов. Такими участками являются, в основном, водораздельные поверхности. В работе Шамшуриной, Голосова, Иванова (Шамшурина и др., 2016) подробно описана методика выбора опорных площадок, данные которых послужили авторам основанием для построения карты реконструированного первичного распределения цезия-137 в 1986 году. Методика разработана на примере бассейна реки Локны (площадь водосбора около 35 км²), расположенного в пределах центральной части «Плавского цезиевого пятна». На ка-

ждой опорной площадке (площадью около 200 м²) отбиралось по 12 образцов почвы для оценки среднего запаса радионуклида в верхних 30 см почвенного профиля. Коэффициенты вариации в пределах опорных площадок составили от 9% до 26%. Как отмечают авторы, коэффициент вариации 20% соответствует «...вариабельности выпадения изотопа цезия-137 глобального происхождения в пределах умеренных широт Северного полушария». Следовательно, можно сделать первый (важный для нас) вывод, что разные авторы считают допустимой ошибку определения активности (запаса) цезия-137 в пахотном горизонте — 20% (Маркелов, 2004). Авторы (Шамшурина и др.,

2016) также замечают, что вариабельность содержания радионуклида на опорных площадках может быть обусловлена микрорельефом. На этом хотелось бы остановиться особо и рассмотреть, как авторы настоящей статьи предлагают учитывать микрорельеф при установлении опорного значения изотопа цезия-137 на водораздельных поверхностях, осложненных полигонально-блочными формами микрорельефа (Алифанов и др., 2010, Трофимец и др., 2019).

Результаты и обсуждение. На рис. 1 приведен фрагмент космического снимка

экспериментального участка, расположенного в бассейне верхней Оки (в пределах водосбора реки Сухая Орлица Орловского района Орловской области).

Видно, что водораздельные поверхности осложнены элементами полигонально-блочного микрорельефа палеокриогенного происхождения (светлые блочные повышения размером 15-23 м, темные — межблочные понижения размерами 7-15 м). Кроме того, через весь склон проходят следы от свально-развальных борозд. Точки, в которых отбирались послойно (через 2 см) пробы

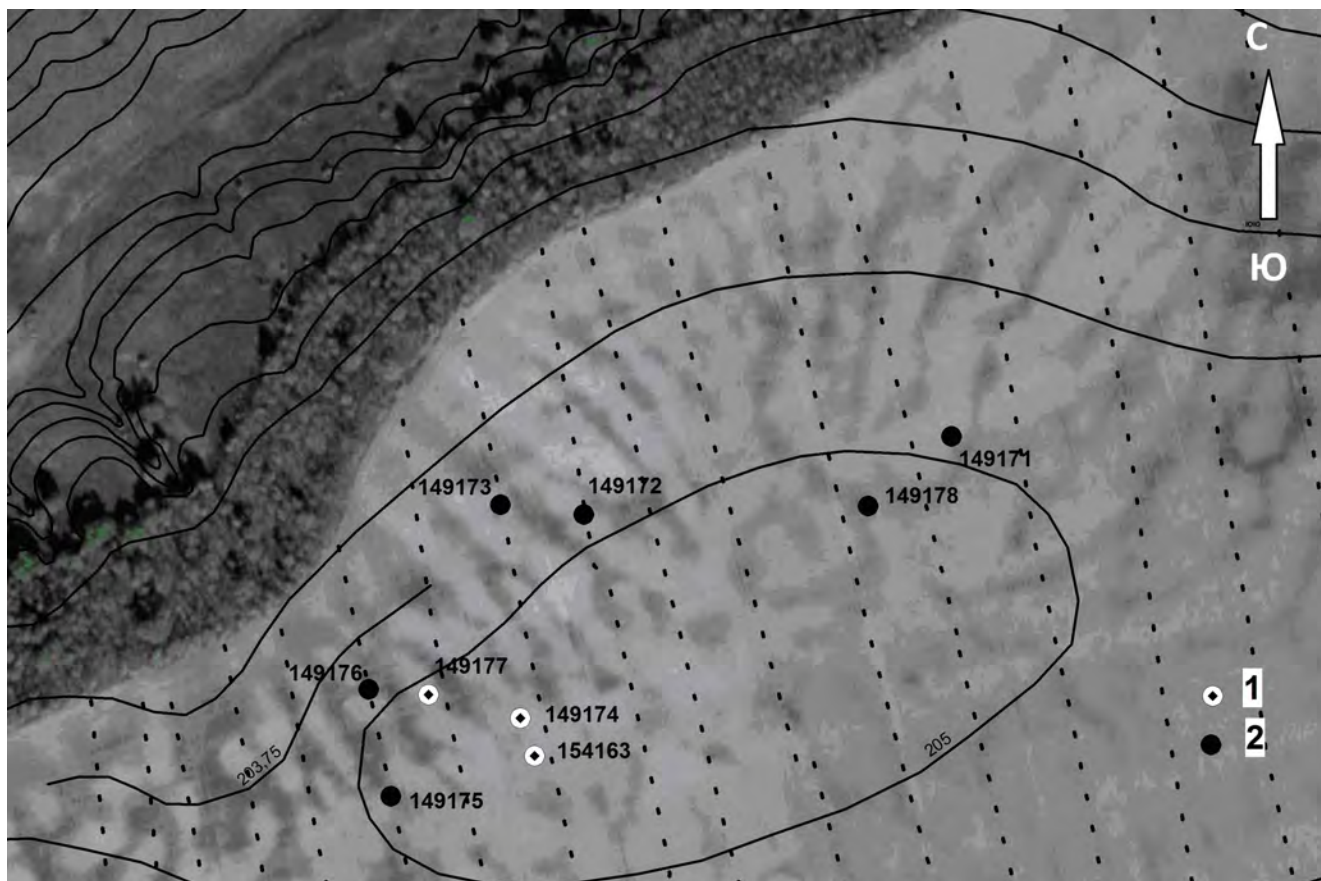


Рисунок 1. Экспериментальный участок на распахиваемом склоне южной экспозиции.

1 — точки, выбранные для установления опорного значения активности цезия-137.

2 — точки послойного отбора проб почвы, не принятые к расчету опорного значения ввиду их «попадания» в тальвег понижения или в развальную борозду. Пунктирные линии помечают положение свально-развальных борозд 2013 года.

Космический снимок 16.05.2003 доступен в Google Earth™.

почвы, «падают» то на блочное повышение, то в межблочное понижение, то в тальвег развальной борозды. Таким образом, мы сталкиваемся, по меньшей мере, с двумя причинами, вызывающими вариабельность активности цезия-137 в пределах опорной площадки: микрорельеф в форме блоков и межблочных понижений и развальные борозды.

Влияние микрорельефа проявляется в том, что на блочных повышениях водораздела почва является несмытой или слабо смытой, а в тальвегах понижений — в разной степени смытой (рис. 2). Авторы статьи считают, что для установления опорного значения цезия-137 следует принимать радиоактивность почвы в точках, приуроченных к блочным повышениям.

На диаграмме (рис. 2 слева) видно, что на блочном повышении резкое снижение активности цезия-137 происходит на глубине 26 см. То есть налицо наличие плужной подошвы, на уровне которой отмечается повышенная радиоактивность почвы. Как справедливо замечают авторы работы (Шамшурина и др., 2016), это объясняется скоплением на относительном водоу-

поре загрязненной радиоцезием почвы. В таблице видно, что глубже пика доля «недоучтенного» запаса цезия-137 в общем запасе, рассчитанном для точки 149174 в слое 0-30 см (такую глубину пробоотбора рекомендуют авторы (Шамшурина и др., 2016)), составляет 4,1%. Справа, на диаграмме, показывающей распределение изотопа по глубине в точке 149175, «попавшей» в тальвег свально-развальной борозды (рис. 2), снижение активности цезия-137 отмечается также на глубине 24-26 см, но обращают на себя внимание особенности распределения цезия-137 глубже пика. Видно, что глубже пика появляются локальные пики, активность цезия-137 в которых достигает 16,2-24 Бк/кг. Почему они появляются в тальвеге свально-развальной борозды, мы можем пока только предполагать. А предполагаем мы возможное влияние такого явления, которое может быть названо лессовым псевдокарстом (Лаврусевич, 2013).

На рис. 3 приведены два снимка. На первом (слева) видна воронка в тальвеге сухого ручья, обнаруженная весной 2016 года. На втором (справа) видны ручейки, сформировавшиеся при участии норок грызунов.

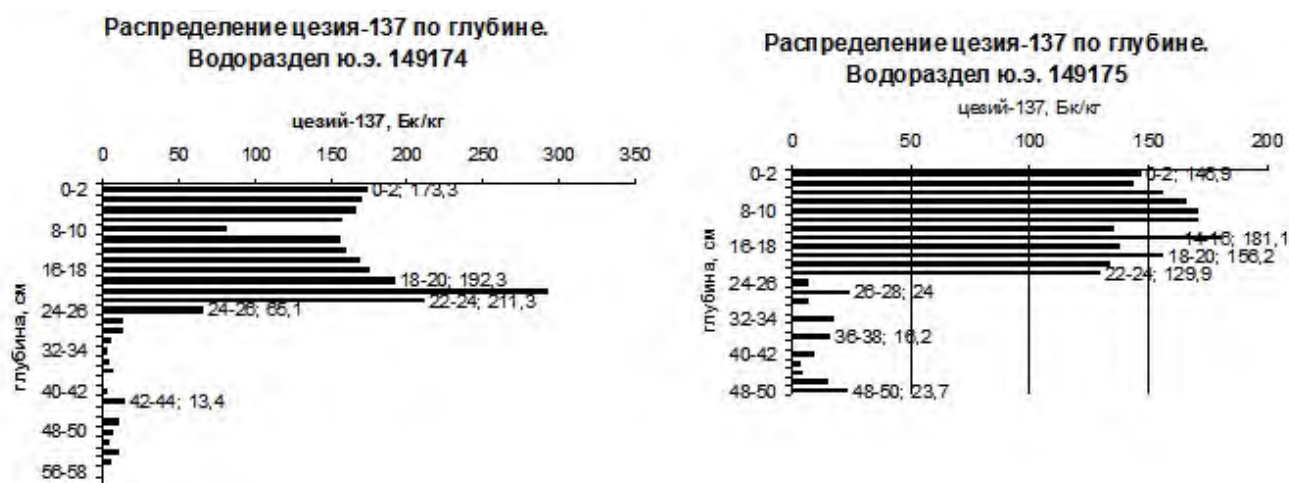


Рисунок 2. Слева — точка 149174, принятая к расчету опорного значения цезия-137.

Справа — точка 149175, «попавшая» в тальвег свально-развальной борозды

Норки и воронка были обнаружены в тальвегах высохших ручьев, действовавших в период талого стока. Можно предположить, что локальные максимумы на глубине 26-28, 36-38, 48-50 см обусловлены проникновением по ходам землероев в глыбы загрязненной радиоцезием почвы.

В табл. 1 в точке 149175 запас цезия-137 в слое ниже пика (до глубины 30 см) составил 31,9% от общего запаса в слое 0-30 см.

Таблица 1. Запас цезия-137 в точках пробоотбора «поэлементно» (выше пика, в слое с максимальной удельной активностью цезия-137, ниже пика). Послойный отбор через 2 см

Точка	Глубина до пика, м	Слой почвы в области пика, м	Слой почвы до подпикового значения, м	Запас в слое пика, Бк/м ²	Запас в слое до пика, Бк/м ²	Запас в слое ниже пика (до глубины 30 см, Бк/м ²)	Общий запас до глубины 30 см, Бк/м ²	Процент запаса ниже пика в общем до глубины 30 см	Вывод
149175	0,14	0,02	0,16	4020	24149	13193	41363	31,9	-
149174	0,20	0,04	0,24	11171	35484	2004	48660	4,1	+
149177	0,16	0,04	0,20	7497	30509	1738	39744	4,37	+
149178	0,18	0,04	0,22	7177	29948	3949	41073	9,61	-
149173	0,20	0,04	0,24	5270	29031	6069	40370	15,0	-
154163	0,18	0,06	0,24	10820	35112	1461	47393	3,1	+

В результате анализа запаса цезия-137, рассчитанного, согласно рекомендациям (Шамшурина и др., 2016), послойно (как сумма запасов в слое до пика, в слое пика, в слое глубже пика, до 30 см), из шести точек к расчету опорного значения было принято три: 149174, 149177, 154163. Эти точки, как видно из фрагмента космического снимка на рис. 1, расположены в пределах блочных повышений на водораздельной поверхности, «недоучет» запаса изотопа цезия-137

То есть, очевидно, что в этой точке плужная подошва не выражена так четко, как у точки 149174. Таким образом, мы обнаружили признак, который отличает распределение цезия-137 по глубине в точке, приуроченной к блочному повышению, от распределения цезия-137 в точке, попавшей в тальвег понижения (в данном случае, в тальвег свально-развальной борозды).

глубже пика у них не превысил 5%. Остальные точки «попали» или в понижение, или в тальвеги свально-развальных борозд. Запас цезия-137 глубже пика у них превысил 5% и составил от 9,61 до 31,9% по отношению к запасу в пределах пахотного слоя 0-30 см. Этот вывод позволяет сделать заключение, что при отборе проб почвы на блочных повышениях (именно они должны приниматься к расчету опорного значения цезия-137) можно ограничить глубину отбора проб

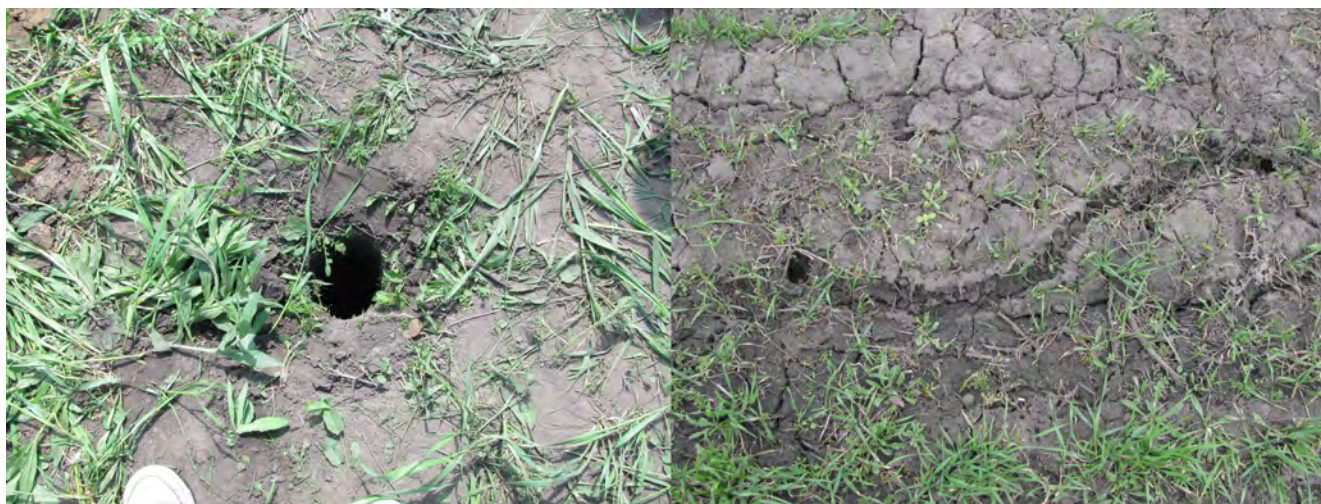


Рисунок 3. Слева — воронка в тальвеге сухого русла.
Справа — сухое русло ручья, сформировавшегося весной между норками

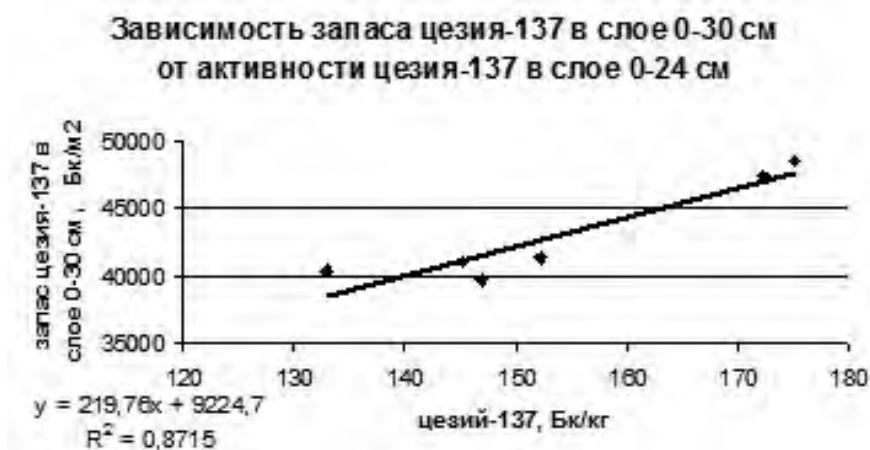


Рис.4. Зависимость запаса цезия-137 в слое 0-30 см от удельной активности цезия-137, измеренной в слое выше плужной подошвы (0-24 см)

почвы глубиной плужной подошвы (то есть глубиной пикового значения цезия-137).

Таким образом, мы выяснили, что при корректном назначении точек пробоотбора в пределах блочных повышений можно ограничиться глубиной послойного отбора проб почвы до 25 см. Это обусловлено тем, что на изучаемой территории глубина плужной подошвы не превышает 25 см. В связи с этим возник вопрос, можно ли отбирать не только послойные, но и интегральные образцы почвы на гамма-спектрометрический анализ в условиях серых лесных почв пахотных склонов в бассейне реки Сухая Орлица из слоя почвы 0-25 см, а не из слоя 0-30 см, как

рекомендуется в статье (Шамшурина и др., 2016). Чтобы ответить на этот вопрос, была построена зависимость запаса цезия-137 в слое 0-30 см от удельной активности цезия-137, измеренной в слое 0-24 см (поскольку пробы отбирались через 2 см, глубина 25 см не могла быть нами зафиксирована).

Приведенная на рис. 4 зависимость позволяет сделать вывод, что можно. Коэффициент корреляции зависимости составил 0,93. Зависимость на рис. 4 позволяет сделать вывод, что глубины в 24-25 см достаточно, чтобы при минимальных затратах получить удовлетворительную точность расчета смыва почвы в точке. Правда, мало

точек. Но это довольно трудоемкая работа — послойный отбор почвы. Поэтому полученные выводы следует оценивать как предварительные. Необходимо увеличение объема выборки.

Выводы. Для установления опорного значения цезия-137 необходимо использовать блочные повышения на водораздельной поверхности. По результатам послойного отбора проб почвы до глубины 40 см можно установить положение плужной подошвы. Удельную активность цезия-137 для расчета опорного запаса радиоцезия можно устанавливать в пахотном горизонте, ограниченном плужной подошвой (25 см). Отбор интегральных проб почвы на гамма-спектрометрический анализ в бассейне реки Сухая Орлица можно производить из пахотного слоя 0-24, 0-25 см, то есть из слоя, соответствующего глубине залегания плужной подошвы в этом районе.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество».

Литература

Алифанов, В.М., Гугалинская, Л.А., Овчинников, А.Ю. Палеокриогенез и разноо-

бразии почв центра Восточно-Европейской равнины – М.: ГЕОС, 2010. – 160 с.

Лаврусевич, А.А. Научно-методические основы изучения и оценки лессового псевдокарста в условиях техногенеза. Автореферат дисс. док... – М.: 2013. – 48 с.

Маркелов, М.В. Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях гидрографической сети лесной и лесостепной зон. Автореферат канд. дисс. – М., 2004. – 26 с.

Трофимец, Л.Н., Паниди, Е.А., Чаадаева, Н.Н., Санкова, Е.А., Иванеха, Т.Л., Петелько, А.И. Оценка величины потерь почвы в тальвегах ручьев, сформированных ливневыми осадками в развальных бороздах на распахиваемых склонах: применение спутниковых снимков, ГИС и радиоцезиевого метода // ИнтерКарто. ИнтерГИС. – 2019. – Т. 25. – №2. – С. 217-231.

Шамшурина, Е.Н., Голосов, В.Н., Иванов, М.М. Пространственно-временная реконструкция поля выпадения чернобыльского ¹³⁷Cs на почвенный покров в верховьях бассейна реки Локны // Радиационная биология. Радиоэкология. – 2016. – Т. 56. – №4. – с. 414-425.

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ НА АКТИВИЗАЦИЮ ЭРОЗИОННЫХ И СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО ВОДОСБОРА В БАССЕЙНЕ Р. МЗЫМТЫ

Успенский М.И.¹, Харченко С.В.^{1,2}, Голосов В.Н.^{1,2}, Шварев С.В.^{2,3},

Кедич А.И.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация. Антропогенная активность играет большую роль в перераспределении вещества и трансформации рельефа в осваиваемых горах. В России наиболее яркий пример такого освоения — подготовка сочинской Олимпиады-2014 и продолжающееся до сих пор стро-

ительство спортивных и сопутствующих объектов. Деятельность человека приводит как к изменению набора геоморфологических процессов, так и к изменению (обычно, усилению) их темпов. В данной работе на примере малого водосбора в бассейне р. Мзымта (Краснодарский край) количественно оценена интенсивность денудации, подстегнутой антропогенно. Оценка базируется на сравнении разновременных (2006 и 2019 гг.) моделей высот, геодезической их привязке, дешифрировании по космическим и аэрофотоснимкам типов подстилающей поверхности на два временных среза, анализе многолетней изменчивости режима осадков. Установлено, что на рассматриваемом малом водосборе за 13 лет было вынесено не менее 660 ± 150 тыс. м³ наносов, что соответствует темпам денудации на всем водосборе 1,5–2 м за этот срок. Вероятно, это связано с увеличением площади водосбора по меньшей мере на 13% и средневзвешенного коэффициента стока на 75–80%. В днище вреза, углубление которого с 2006 г. местами превысило 25 м, отмечаются признаки как активной эрозионной работы, так и периодических селей, в то время как по данным метеостанции пос. Красная Поляна нет никакого статистически значимого увеличения частоты стокоформирующих осадков.

Ключевые слова: эрозия, селевые процессы, трансформация ландшафтов, коэффициент стока, объем выноса, пос. Красная Поляна

В низко- и среднегорьях на процессы рельефообразования значительное (иногда ключевое) воздействие оказывает человек. Оно может приводить к смене характерных рельефообразующих процессов или, что не менее важно, влиять на их интенсивность. Яркий пример этого — увеличение интенсивности эрозионных и селевых процессов за счет смены типов покрытий в пределах горных водосборов.

В этой работе приведен пример количественной оценки роли антропогенной трансформации ландшафтов в активизации геоморфологических процессов, с акцентом на вынос вещества на более низкие гипсометрические уровни. В качестве объекта исследования был выбран малый водосбор в бассейне р. Мзымты (Западный Кавказ, Краснодарский край). Он имеет площадь 0,84 км² и расположен на южном макросклоне Главного Кавказского хребта на высотах 740–1220 м (рис. 1).

Показанный на рисунке водосбор, дренируемый правым притоком руч. Сулимов-

ский (левый приток р. Мзымты), частично охватывает территорию горнолыжного курорта Роза-Хутор. Для нее характерен климат влажных субтропиков с годовым количеством осадков 1300–1900 мм, январем +1,5°C и июлем +21,4°C (<https://goo-gl.su/R1L5>). Коренные породы представлены хорошо размываемыми аргиллитами алевритистыми с прослоями песчаников и глинистых сидеритов, в основании — чередованием туфов, туфобрекчий, реже — лав риолитов и андезитов, аргиллитов (<http://www.geokniga.org/maps/4774>).

Для определения эффекта антропогенного освоения средней-верхней части водосбора за последние 13–14 лет на интенсивность процессов денудации было произведено сравнение цифровой модели рельефа (ЦМР) 2006 г. и цифровой модели местности (ЦММ) 2019 г. Обе модели имеют сверхвысокое разрешение ($\ll 1$ м). ЦМР была получена на основе лидарной съемки, ЦММ — по данным аэрофотосъемки с беспилотного летательного аппарата. К со-

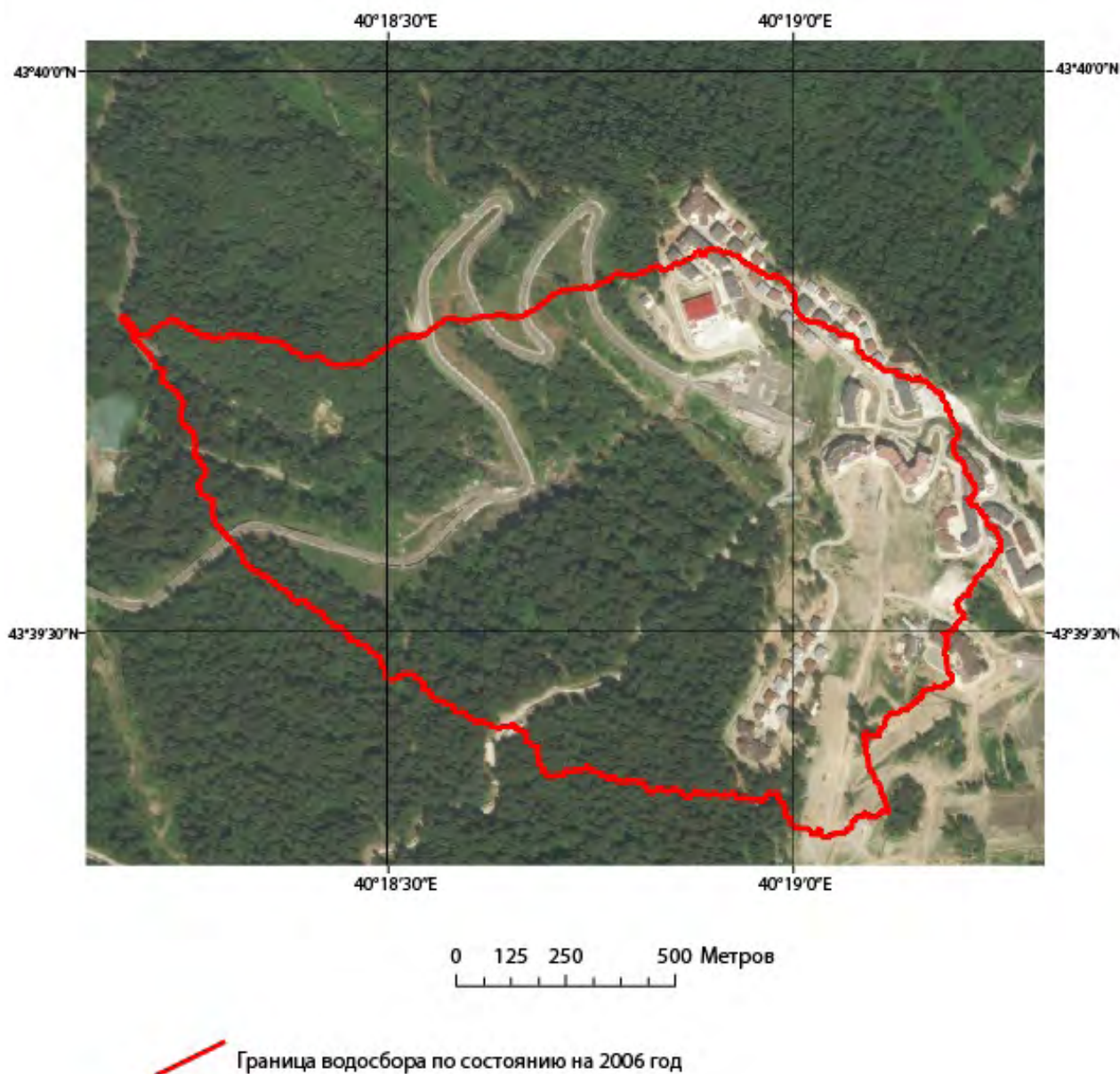


Рисунок 1. Вид водосбора по состоянию на 2019 г. и его границы в 2006 г.

жалению, ЦММ покрывает только среднюю и верхнюю части водосбора, кроме того, она отражает реальные отметки поверхности только на свободных от растительности участках (как правило, это не проблема для оценки отрицательных изменений отметок высот на открытых, свободных от леса пространствах), поэтому интерпретация была произведена только в отношении откры-

тых территорий. Для обеих моделей высот была произведена геодезическая высотная и плановая привязка, позволившая корректно совместить их по высоте. Получившийся растр разницы высот представлен на рис. 2.

Цель создания подобной модели — расчет объема вынесенного материала в пределах участка съемки. Поскольку ЦММ 2019 г. на участках под лесом показыва-

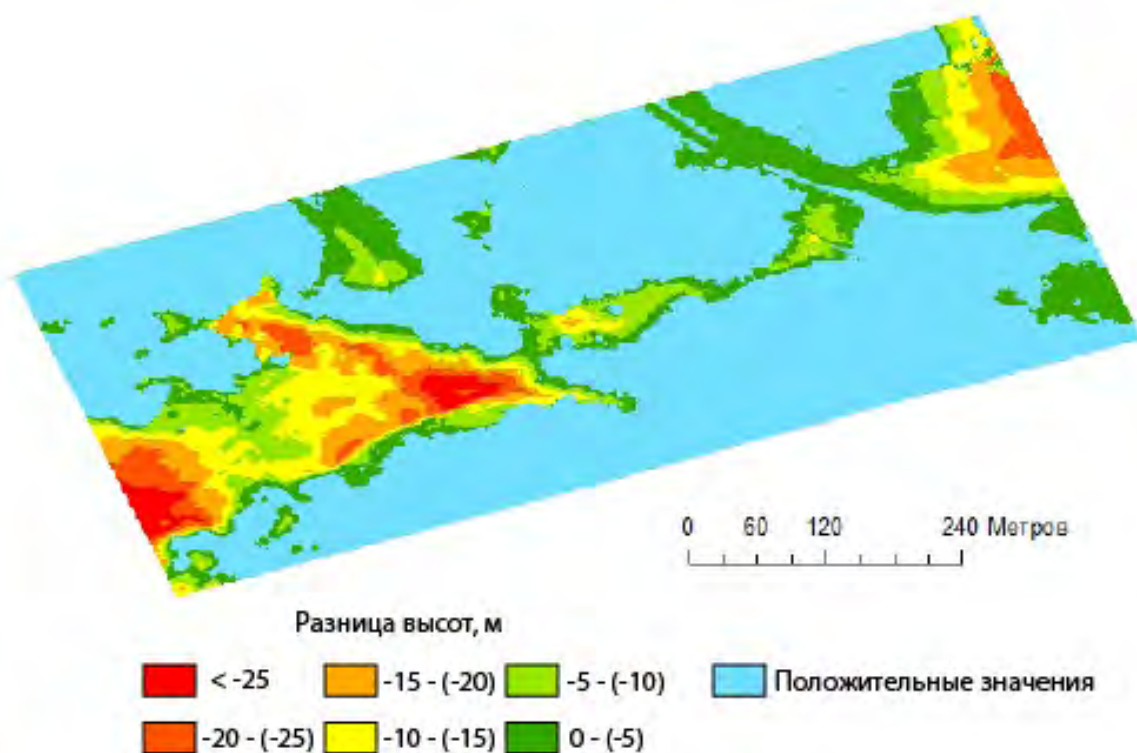


Рисунок 2. Разница высот ЦММ 2019 г. и ЦМР 2006 г.

ет высоты крон деревьев, которые не влияли на построение ЦМР 2006 г. путем лидарной съемки, на растре разницы высот все участки под лесом имеют положительные значения. Отрицательные значения приходятся на эрозионно-селевой врез, который существенно увеличился в размерах за прошедшие 13 лет, и на участки механического удаления грунта при строительстве олимпийских объектов. Интерпретация вреза как эрозионно-селевого связана с наличием в его днище признаков как эрозионных, так и селевых процессов (перемещаемый вниз по врезу вал деревьев, грубообломочные несортированные отложения в русле, дюкерная концентрация стока, обычно способствующая селевой деятельности и т.д.).

Среднее изменение высот на площади 68 тыс. м² с отрицательными значениями (области преобладания денудации) состав-

ляет 9,7 м. В расчете на площадь водосбора, покрытую повторными съемками, это соответствует величинам денудации (антропогенной и природно-антропогенной) около 1,5-2 м за 13 лет, что даже в горных условиях представляется весьма выдающимся результатом. С учетом сопоставления разновременных ЦМР (подгонки их высотных уровней по твердым точкам) — были рассчитаны объемы вынесенного материала при оптимистичном, пессимистичном и среднем сценариях. Итоговый объем вынесенного материала за 13 лет составляет 660 тыс. м³ с возможной ошибкой (в связи с погрешностью взаимной привязки разновременных моделей) ± 150 тыс. м³. При том большая часть денудации приходится на условно природную составляющую — существенный рост эрозионно-селевого вреза, который, по всей видимости, был подстег-

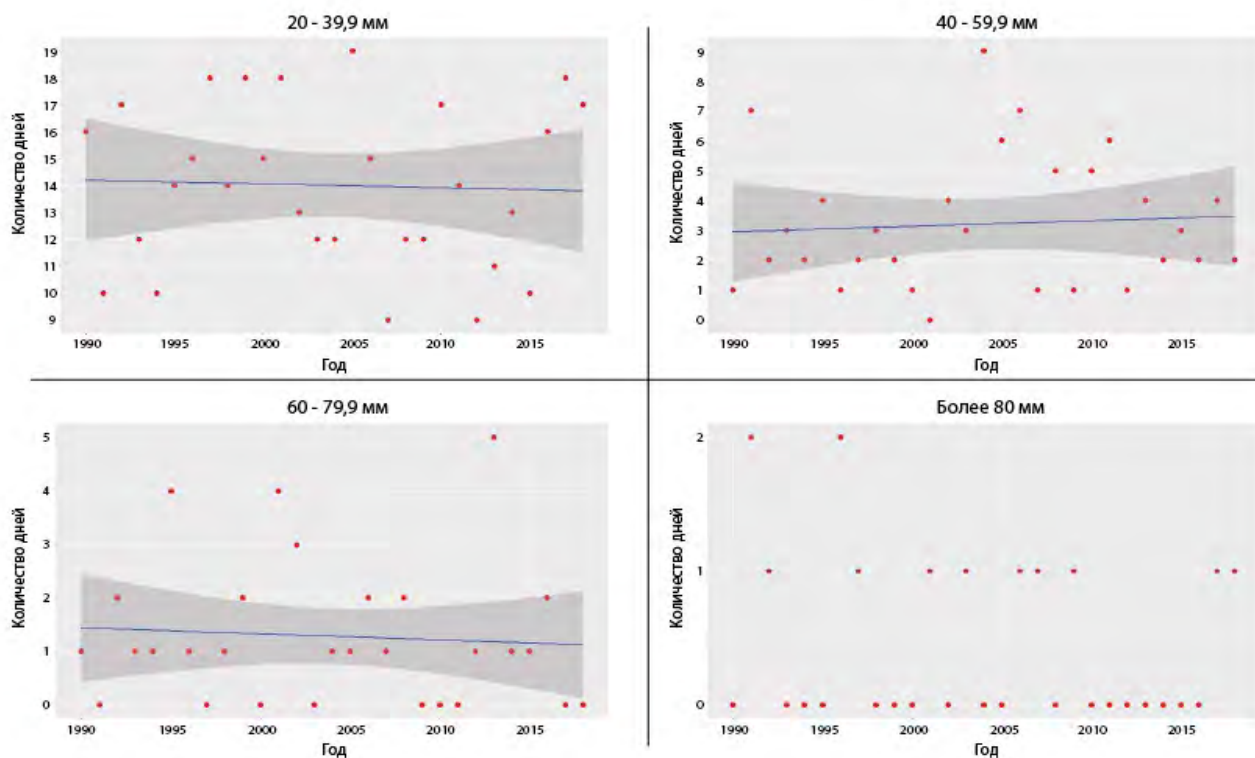


Рисунок 3. Количество дней в году со стокоформирующими осадками

нут трансформацией типов поверхности в верховьях и средней части водосбора.

Анализ архивов погоды для метеостанции п. Красная Поляна с 1990 по 2018 год не показал статистически значимого увеличения (рис. 3) частоты стокоформирующих осадков, следовательно, с климатическими изменениями активизацию темпов денудационных процессов связать трудно.

Для определения влияния на интенсивность эрозионных и селевых процессов антропогенного преобразования территории на основании данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) были составлены разновременные карты-схемы типов покрытий (рис. 4).

Значимого влияния человека на природу черноморского побережья в районе г. Сочи не отмечалось до сер. 19 в. В 20 в. началось активное антропогенное освоение с

постепенным продвижением вверх по речным долинам (Голосов и др., 2012). Однако, по состоянию на 2006 год, рассматриваемый водосбор почти не был преобразован строительством. Наиболее активные антропогенные преобразования здесь стали наблюдаться с началом подготовительных работ к Олимпиаде-2014. Для составления карты типов покрытий на 2019 г. использовалась граница водосбора на 2006 г., к которой были добавлены участки с однородными площадками (парковки, дороги и участки под застройкой). Водосбор был искусственно увеличен за счет строительства дороги (с севера) и поселка (с северо-востока и востока). В результате площадь водосбора увеличилась минимум на 17 % — с 840 до 985 тыс. м². Соотношение типов поверхности по состоянию на 2006 и 2019 гг. показано на рис. 5.

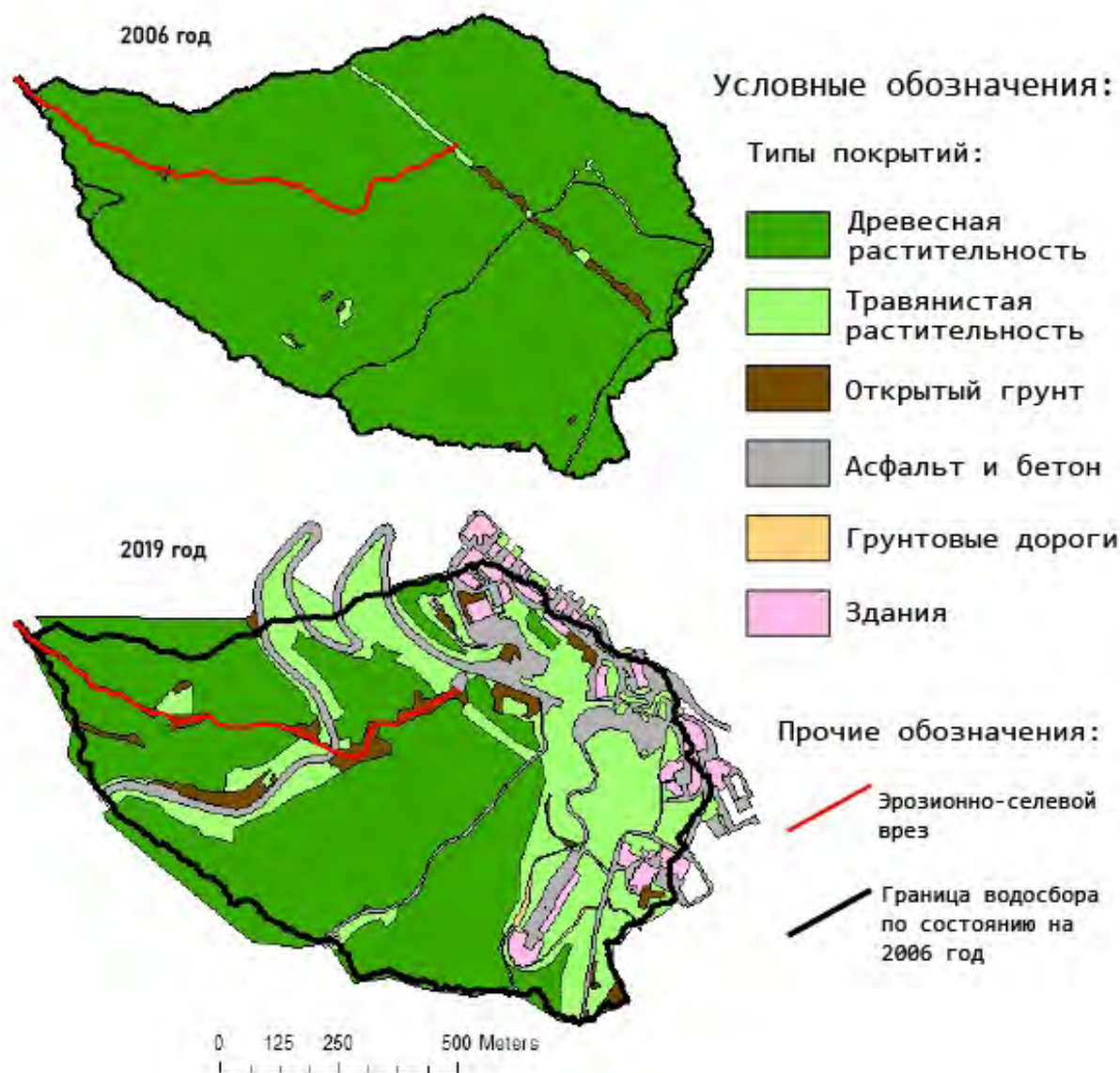


Рисунок 4. Карта-схемы типов покрытий по состоянию на 2006 и 2019 год

С учетом изменения коэффициентов стока на половине площади рассматриваемого водосбора, а также изменения самой его площади было оценено, что среднее значение коэффициента поверхностного стока (по табличным значениям из Ray et al., 1992, Critchley, Siegert, 1991) при сравнимых по интенсивности метеособытиях возросли в 1,75-1,8 раза в 2019 г. относительно 2006 г. По всей видимости, это и стало ведущим фактором активизации на этом во-

досборе селевых и эрозионных процессов, проявление которых отмечается не только в составе наносов в днище долины ручья, но и в явной активизации глубинной (а в некоторых местах — и боковой) эрозии.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00181).

Литература

Голосов, В.Н., Дела Сета, М., Ажиги-



Рисунок 5. Соотношение площадей с разными типами покрытий в 2006 и 2019 гг.

ров, А.А., Кузнецова, Е.С, Дель Монте, М., Фреди, П., Лупия Пальмиери, Е., Григорьева Т.М. Влияние антропогенной деятельности на интенсивность экзогенных процессов в низкогорьях субтропического пояса // Геоморфология. – 2012. – №2. – С. 7–17.

Архив погоды в Красной Поляне [Электронный ресурс]. URL: <https://goo-gl.su/R1L5> (дата обращения 23.04.2020).

Государственная геологическая карта

Российской ... [Электронный ресурс]. К-37-V. URL: <http://www.geokniga.org/maps/4774> (дата обращения 23.04.2020).

Ray, L., Franzini, J., Freyberg, D. Water-Resources Engineering. – McGraw-Hill, 1992. – 864 p.

Critchley, W., Siegert, K. Rainfall-runoff analysis. A manual for the Design and Construction of Water Harvesting Schemes for Plant Production. – 1991. – 850 p.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАСПОЗНАВАНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ РЕЛЬЕФА ПО ДИСТАНЦИОННЫМ ДАННЫМ

Харченко С.В.^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия, har4enkkoff@yandex.ru

Аннотация. В статье рассматривается общая тенденция на цифровизацию наук о Земле, в частности, геоморфологии. Очередной импульс этого процесса связан с прогрессом в вычислительной технике, методах многомерной классификации (в особенности, использования для этого нейронных сетей) и доступностью цифровых данных о морфологии рельефа. Приведены опубликованные примеры классификации рельефа в крупном-среднем масштабах для Шпицбергена и хр. Брукс (Аляска), а также в мелком масштабе для нескольких участков в Центральном и Западном Китае. В обоих случаях точность распознавания экспертно установленных геоморфологических границ составила порядка 80-90% и выше. Причем, эта точность сильно изменчива в отношении некоторых типов поверхностей (она оказалась низкой для поиска границ коренных и коллювиальных склонов — в первом случае, и границ областей развития перигляциальных форм — во втором), что дает возможность внимательнее присмотреться к выбору набора переменных, потенциально отражающих искомые различия, а также качеству и детальности исходных ЦМР и других данных.

Ключевые слова: классификация с обучением, геоморфологическое картографирование, генезис рельефа, морфометрический анализ

Цифровизация всех аспектов жизни затронула и науку о рельефе, причем очередная итерация этого процесса, связанная в конце XX — начале XXI вв. с развитием персональной компьютерной техники, ГИС, ДДЗЗ и высокоточного съемочного оборудования для работ в полевых условиях, — есть лишь продолжение прогресса в области морфометрии рельефа и применения математических методов в его описании. Можно выделить по меньшей мере 4 подобных импульса цифровизации геоморфологии, которые связывают с обширными топографическими работами в Европе, а затем и других частях света (XIX в.), с развитием теории поля в геологии и географии (преимущественно, начало XX в., в т.ч. работы П.Л. Соболевского), развитием мето-

дов количественного описания дискретной структуры земной поверхности (середина — вторая половина XX в., в т.ч. работы Р. Хортона, А. Стралера, Р. Чорли, Ю.Г. Сиимонова и многих других).

Современный же импульс, в значительной степени, связан с развитием программирования (а значит, геоморфологи могут создавать собственные программные инструменты для количественного анализа рельефа) и широкой возможностью получения данных высокого разрешения в пространстве и даже времени. Автору видится, что именно сейчас геоморфологи в полной мере получили возможность еще лучше вникнуть в сложные механизмы, в первую очередь, экзогенных процессов при работе на ограниченных по площади малых водос-

борах и других динамически единых площадках. Затраты на подобные работы за последние несколько десятков лет снизились в разы (сравним, например, трудоемкие фототеодолитные съемки склонов и современные их съемки бытовыми дронами или бюджетными лазерными сканерами). При все сказанном, не исчерпан и потенциал для количественных морфометрических обобщений на больших площадях. Цель данной статьи — обсудить частный случай подобных обобщений, а именно статистические классификации (распознавание) различных генетических типов рельефа и отдельных форм по данным космических съемок. Акцент в работе смещен на использование цифровых моделей рельефа, содержащих данные о морфологии поверхности, в частности, о закономерном пространственном сопряжении плановых и высотных очертаний форм рельефа — своеобразных «сигнатур» / индикаторов поверхностей разного генезиса.

Статистические классификации, применяемые для автоматического распознавания объектов разных классов по цифровым, а иногда и качественным данным, в общем смысле нацелены на то, чтобы обучить «машину» (экономя время человека) узнавать те или иные типы объектов. Допустим, по цветовой гамме на космических снимках автоматически проводить границу между литологическими разностями на участках, не покрытых растительностью. Или даже покрытых, если растительность выступает индикатором механического или геохимического разнообразия грунтов на дневной поверхности. Спектр применения методов классификации в геоморфологии и геологии очень широк — они востребованы везде, где требуется автоматическое (а иногда и руч-

ное, но с формальным обоснованием, а не «на глаз») разделение объектов — пикселей космоснимков или ЦМР, образцов в лаборатории и т.д. — в однородные группы. Статистические классификации бывают двух типов — без обучения и с обучением. В первом случае метод как бы изыскивает в пространстве признаков объекты, естественным образом близкие друг другу (в соответствии с измеренными значениями выбранных признаков). Во втором случае исследователь имеет определенную тренировочную часть выборки объектов — для нее он как эксперт сам определил принадлежность объектов к классам, а затем, с помощью созданной на экспертных данных модели классификации, он может экстраполировать выявленные «сигнатуры» / признаки классов на остальные объекты (например, на остальную территорию). Классификация с обучением позволяет, скажем, экстраполировать экспертно проведенные контуры с геоморфологических карт на соседние участки в меру надежности модели.

Вопрос надежности модели — ключевой. Построив модель распознавания моренных равнин разного возраста, нельзя ее бездумно экстраполировать для проведения соответствующих границ на эоловые аккумулятивные равнины (а она так или иначе сработает — как-то). Тем не менее, аккуратное применение с вдумчивой интерпретацией и отсевом заведомо некорректной части результатов возможно. Вопросы оптимизации моделей классификации в геоморфологии и проблемы (отчасти надуманные) их применения подробно разобраны в статье (Харченко, 2020). Среди них — невозможность достоверного проведения геоморфологических границ по одной только ЦМР. Преимущество моделей классификации с

обучением в том, что они позволяют давать вероятностную (а не детерминистическую) трактовку принадлежности конкретной позиции к тому или иному генетическому типу рельефа. Так или иначе, статистическое моделирование — один из векторов развития геоморфологического картографирования, хотя путь этот, безусловно, не может быть прост.

Приведем здесь некоторые примеры использования статистических классификаций для частного генетического геоморфологического картографирования. Подчеркнем, что речь не идет о (безусловно важных) работах с формальным выделением морфологических элементов разного ранга — структурных линий, фасеток склонов, водосборов — или формальными же классификациями (двумасштабная ТРІ-классификация, геоморфоны и ряд других). Все эти подходы — детерминистические, и, как правило, не могут отразить геоморфологическую структуру территории при морфогенетическом взгляде на нее, их назначение не в этом.

Приводимые примеры не могут охватить все многообразие возможностей применения методов классификации, но дают некую характерную картину. В работе (Mithan et al., 2019) сделана попытка разделить между речные пространства комплексного генезиса с активной криогенной переработкой, склоны эрозионные с солифлюкционной и коллювиальной моделировкой, аллювиальные днища долин водотоков, эрозионные останцы по бортам долин. Авторами использовались всего 3 параметра — крутизна склона (*slope gradient*), шероховатость поверхности (*landscape roughness*, не путать с гидравлической шероховатостью) и относительная высота в пределах террито-

рии (*elevation-relief ratio*). Модель, основанная на линейном дискриминантном анализе (к слову, далеко не самый мощный метод классификации с обучением), была обучена на водосборе Endalen на Шпицбергене, затем ее точность оценена на водосборах Ringdalen (Шпицберген) и Saviukviayak (хр. Брукс, Аляска). Общая точность (воспроизводство экспертно проведенных контуров) составила на тестовых участках 81 и 82 % соответственно, в то время как на исходных данных — т.е. при применении модели к тем же данным, на которых она была обучена — точность была 88 %. Это хороший результат, показывающий, что довольно простой подход — использование всего трех переменных и одного из наиболее примитивных методов классификации — может быть использован в автоматическом картографировании рельефа низко- и среднегорий в высоких широтах. Авторы сетуют только на то, что плохо удалось распознать границы некоторой части коренных скальных склонов и их коллювиальных подножий, что, однако, может решаться использованием метрик продольной кривизны, расчета крутизны на более детальных данных или же привлечения помимо ЦМР космоснимков в видимых цветах (коренные склоны и коллювиальные шлейфы имеют на них мало того, что разные фототона, так еще и разную текстуру). Задача исследователя при построении подобных моделей — изыскивать такие переменные, которое максимально дифференцированы у распознаваемых двух или более классов объектов. Как правило, это приводит к тому, что число переменных должно быть больше или равно числу распознаваемых объектов (форм рельефа или их типов). Однако, скажем, в рассматриваемом примере относительная высота хорошо дифферен-

цирует (по тривиальным причинам) сразу несколько классов объектов.

В работе (Du, 2019) с помощью классических классификаторов (например, метод опорных векторов) и сверточных нейронных сетей создана модель распознавания 6 генетически различных типов земной поверхности в Центральном и Западном Китае. Авторы опирались на геоморфологическую карту Китая в масштабе 1: 1 000 000, генетический аспект рельефа на которой задается 10 различными категориями: морской, озерный, ледниковый, вулканический, «эоловый» (как правило, аридный аккумулятивный), аридный (денудационный), «лёссовый» (эрозионный рельеф только лессовых равнин), карстовый, перигляциальный и флювиальный (эрозионно-аккумулятивный рельеф внелёссовых территорий). Первые 4 из них на рассматриваемой территории (центр и запад страны за вычетом сектора Тибета и Гималаев) встречаются относительно редко, а потому обучение модели их распознавать — отдельная задача, от которой авторы отказались. В качестве предикторов для распознавания использованы исключительно (!) морфометрические характеристики: абсолютная высота, крутизна, площадь водосбора для каждого пиксела ЦМР (то, что, например, в ArcGIS называется «flow accumulation» или «суммарный сток»), общая кривизна, топографический индекс влажности, а также яркость пикселей моделей т.н. grey-shaded relief (GSR) и RGB-shaded relief (RSR) — визуализации модели высот, призванные передать 3D-эффект в отображении поверхности. Последние две характеристики, по-видимому, были использованы, чтобы воспроизвести границы, проводимые экспертно с учетом ви-

зуального «паттерна» рельефа, хотя нам использование данных переменных кажется сомнительным (ибо зависит во многом от настроек визуализации, а не от объективных черт рельефа). Тем не менее, результаты авторов внушают уверенность, что для отдельных генетических типов рельефа это может оказаться полезным — к примеру, в отношении областей развития рельефа перигляциального генезиса именно GSR оказался наиболее мощным предиктором. В целом, полученная общая точность распознавания экспертно проведенных (в Геоморфологическом атласе Китая) границ составила почти 90% (табл. 1). Это, при всем том, что статическое распознавание в картографировании рельефа только начинает развиваться, следует признать весьма неплохим результатом.

При этом, приводя примеры автоматизированных классификаций рельефа с высокой итоговой точностью, нельзя не остановиться на некоторых ограничениях и неопределенности статистического моделирования. Здесь мы не останавливаемся на ограничениях вроде геоморфологической конвергенции — это обсуждается в (Харченко, 2020). Есть некоторый спектр действительно нерешенных морфометрических проблем, среди которых одна из ярчайших состоит в выборе оптимального размера ячейки ЦМР и ширины окна сглаживания модели. Эта проблема обсуждается давно, среди результатов обсуждения: 1) не всегда (и даже довольно редко) наиболее детальная ЦМР оказывается оптимальной для решения поставленной задачи (Florinsky, Kuryakova, 2000, Cavazzi et al., 2013); 2) детальность ЦМР должна подбираться таким образом, чтобы создаваемые модели распознавания форм / генетических типов релье-

Таблица 1. Точность распознавания шести генетических категорий рельефа Центрального и Западного Китая по данным (Du, 2019) с сокращениями

	Эоловый аккумулятивный	«Аридный»	«Лессовый»	Карстовый	Флювиальный	Перигляциальный	ИТОГО:
Точность	0,86	0,9	0,98	0,94	0,83	0,96	0,89

фа максимально отражали экспертно проводимые границы (Gruber et al., 2017), в т.ч. в полевых условиях; 3) сглаживание ЦМР для устранения информационного шума должно осуществляться с оглядкой на пространственную мозаичность предсказываемых дискретных структур (форм или комплексов рельефа, предсказываемых типов почв и геологических структур и т.д.).

Выводы. В работе приведен весьма краткий обзор специфики и примеров применения классификации с обучением в геоморфологии, показано, что достигаемая точность автоматизированного картографирования (с опорой на существующие традиционные карты в качестве некоего «эталона», который требуется достичь) составляет порядка 80-90 %. Причем объектами распознавания являются не столько отдельные геометрические элементы и формы (что уже не ново в морфометрии рельефа), сколько их закономерные сочетания в пространстве, отвечающие разным генетическим комплексам рельефа. Подобные работы, при том, что основа для них разрабатывалась на протяжении десятков лет, появились только в последние 2-4 года. При этом осуществляются такие работы в разных масштабах рассмотрения земной поверхности одинаково эффективно — главными проблемами явля-

ются лишь выбор оптимального источника данных и параметров его сглаживания, ведь исходные, зашумленные данные зачастую далеко не оптимальны для статистического распознавания. Проблема выбора оптимального набора переменных — в условиях развития методов многомерной классификации и снижения размерности данных — постепенно утрачивает свое значение.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №19-77-10036).

Литература

- Харченко, С.В. Новые задачи морфометрии рельефа и автоматизированные морфологические классификации в геоморфологии // Геоморфология. – 2020. – №1. – С. 3-21. DOI: 10.31857/S043542812001006X
- Cavazzi, S., Corstanje, R., Mayr, T., Hannam, J., Fealy, R. Are fine resolution digital elevation models always the best choice in digital soil mapping? // Geoderma. – 2013. – 195-196. – P. 111-121. DOI: 10.1016/j.geoderma.2012.11.020
- Du, L., You, X., Li, K., Meng, L., Cheng, G., Xiong, L., Wang, G. Multi-modal deep learning for landform recognition // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. – 2019. – V. 158. – P. 63-75. DOI:

10.1016/j.isprsjprs.2019.09.018.

Florinsky, I.V., Kuryakova, G.A. Determination of grid size for digital terrain modeling in landscape investigations-exemplified by soil moisture distribution at a micro-scale // International Journal of Geographical Information Science. – 2000. – 14. – P. 815-832.

Gruber, F.E., Baruck, J., Geitner, C. Algorithms vs. surveyors: A comparison of

automated landform delineations and surveyed topographic positions from soil mapping in an Alpine environment // Geoderma. – 2017. – Vol. 308. – P. 9-25. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.08.017.

Mithan, H.T., Hales, T.C., Cleall, P.J. Supervised classification of landforms in Arctic mountains // Permafrost and Periglacial Process. – 2019. – 30. – P. 131-145. <https://doi.org/10.1002/ppp.2015>.

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДА ВОЛН ПРИ ИХ ТРАНСФОРМАЦИИ В МЕЛКОВОДНОЙ ЗОНЕ

Шелушин Ю.А.^{1,2}

¹АО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», Сочи, Россия, shelushininya@tsniis.com

²Сочинский Государственный Университет, Сочи, Россия, 9117875@mail.ru

Аннотация. В проектной практике параметры волнения в мелководных акваториях, рассчитанные по спектральным дискретным моделям типа SWAN, не согласуются с параметрами волн, полученными с помощью нормативной методики РФ. С целью изучения особенностей изменения параметров волнения в мелководной зоне была проведена серия опытов на физической модели на базе АО ЦНИИС. В ходе физического моделирования измерялись параметры волнения в расчетных точках, лежащих по пути продвижения волнения из глубоководной зоны в мелководную. В результате проведения опытов получены параметры волнения в 18 расчетных точках, лежащих по пути прохождения волн к берегу. При продвижении волнения в мелководную зону зафиксировано уменьшение периода волн на величину до 3,2%. По результатам исследований представлены данные по изменению параметров волнения в мелководной зоне.

Ключевые слова: физическое моделирование, период волн, рефракция и трансформация волнения

Введение. Математическое и физическое моделирование волновых процессов играет ключевую роль для принятия решений в области гидротехнического строительства (Шелушин, Макаров, 2019). Помимо нормативной методики расчета параметров волнения (СП 38.13330.2018) на практике довольно часто применяются спектральные дискретные модели типа SWAN. Проблема заключается в том, что

параметры волнения, рассчитанные по модели SWAN, плохо согласуются с параметрами волн, полученными с помощью нормативной методики РФ.

К примеру, данная проблема отчетливо проявляется в расчетных значениях среднего периода волн. Согласно п. А.12 (СП 38.13330.2018) период волн в мелководной зоне принимается равным периоду волн в глубоководной зоне. В то же время при рас-

четах с использованием модели SWAN период волн, выходящих на мелководье, может уменьшаться на 5% и более.

В связи с подобными различиями в результатах становится актуально исследование реальной картины изменения параметров волн при их трансформации в мелководной зоне.

На пути от глубокой воды до обрушений в прибрежной зоне волна как физический процесс подвергается различным изменениям. То есть параметры волнения меняются с изменением глубины. В теоретическом расчете на изменение режима волнения больше всего влияют процессы рефракции, трансформации и дифракции (при наличии препятствий для прохождения волн).

Применяющийся алгоритм расчета рефракции и трансформации (Лаппо и др., 1990) описывает изменение всех параметров кроме периода. Т.е. значение периода, полученное в расчете для глубоководной зоны используется и в описании волновой обстановки в мелководной зоне трансформации.

Материалы и методы. Исследование процессов трансформации проводилось методом физического моделирования. Для решения поставленной задачи была проведена серия опытов по измерению параметров волнения при уменьшении глубины. Опыты проводились в глубоководном волновом бассейне на модели реального участка берега в масштабе 1:60. Масштабирование параметров производилось согласно условию подобия по числу Фруда.

Рельеф дна представлял из себя один из самых простых случаев: плавное уменьшение глубины, достаточная однородность распределения и умеренная параллельность изобат, отсутствие ярко выраженных препятствий на пути распространения волны. Реф-

ракция волн в опытах была незначительна вследствие малого угла подхода волны к берегу. Волнографы были установлены с определенным шагом на всем протяжении от глубоководной до мелководной зоны. Средний уклон дна составлял 0,0258. Волны генерировались при помощи волнопродуктора.

Для регистрации параметров волнения использовались емкостные волнографы ДУЕ-1, которые были выставлены по пути прохождения волнения (рис. 1). Запись данных с волнографов выполнялась с помощью измерительной системы, состоящей из портативного компьютера и аналого-цифрового преобразователя. Для записи и обработки данных использовалось программное обеспечение, разработанное в лаборатории ВДИ АО ЦНИИС (рис. 2).

Для дополнительного контроля и проверки данных во время опытов велась цифровая видеосъемка. Для проверки данных, полученных на волнографах проводился кадровой анализ видеосъемки с расчетом временных промежутков, исходя из кадровой частоты в 25 кадров в секунду.

Используемые волнографы выполняют одну единственную функцию — запись изменения уровня воды в течение заданного промежутка времени. А период в нашем случае — это как раз промежуток времени между отметками максимальных уровней. Временные промежутки на записях с волнографов можно измерять посредством программных инструментов с точностью до 0,001 с. Данные графика — это цифровая запись компьютера, поэтому точность измерений времени представляется довольно значительной. Значение периода в каждой точке усреднялось по прохождению 25 волн. Т.е. полученные периоды являются среднестатистическими в каждой определенной точке.

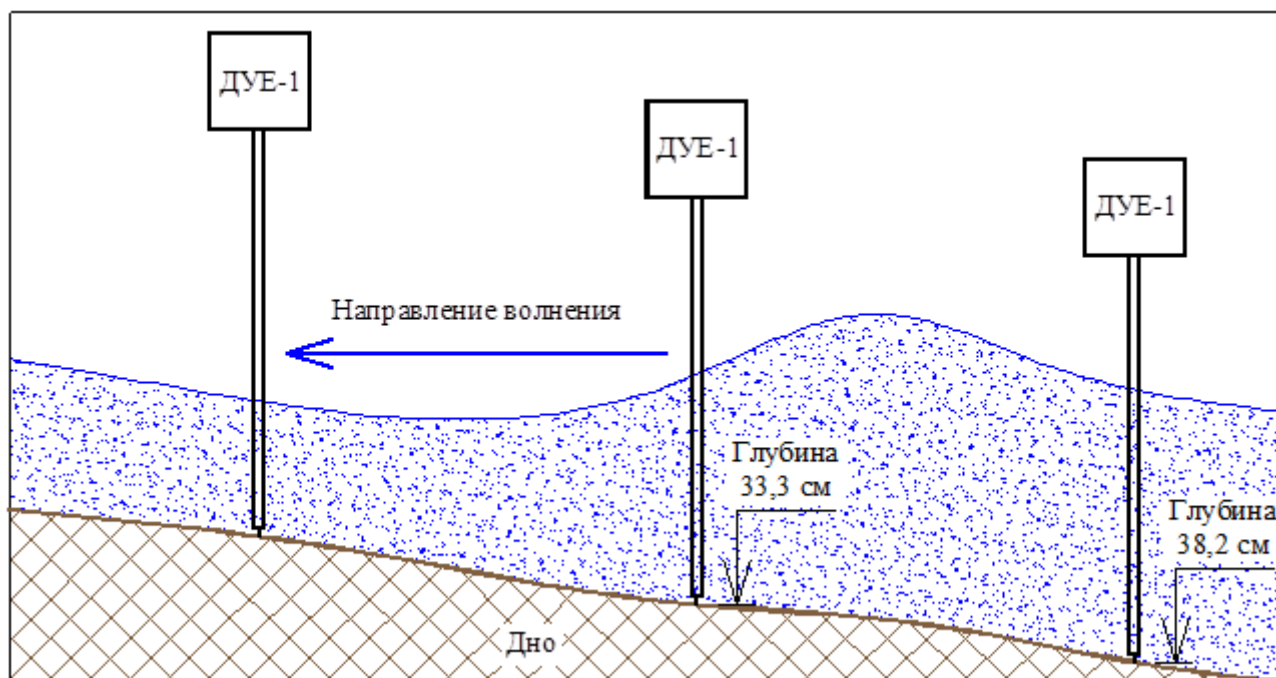


Рисунок 1. Схема измерения параметров волнения с помощью емкостных волнографов на физической модели

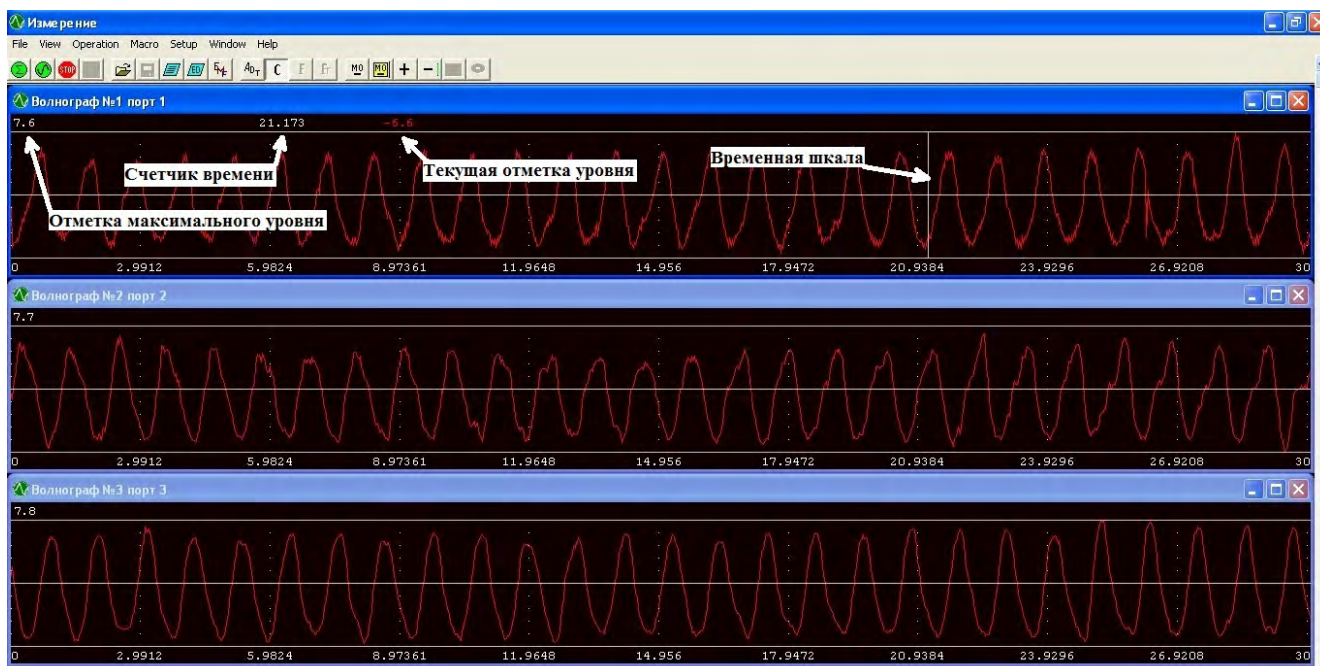


Рисунок 2. Программное обеспечение для записи и обработки данных с волнографов

Скорость движения гребня определялась из известного расстояния между волнографами и промежутка времени, который представляет собой сдвиг по фазе определенной волны на записях каждого последу-

ющего волнографа. Длина волны в нашем случае рассчитывалась исходя из скорости движения гребня и периода волны.

Исходя из того, что значения периодов и скоростей получены путем прямого изме-

рения, можно сделать вывод о том, что точность и достоверность измерений является достаточной для оценки периодов волнения в разных расчетных точках.

Результаты и обсуждение. В результате проведения опытов получены параметры волнения в 18 расчетных точках, лежащих

по пути прохождения волн к берегу. В таблице 1 представлены параметры волнения в расчетных точках в безразмерном виде. В данной таблице приняты следующие обозначения: d — глубина, T — средний период волн, h — средняя высота волн, V — фазовая скорость, λ — средняя длина волн.

Таблица 1. Параметры волнения в безразмерном виде

	d/d_0											
	1,000	0,995	0,942	0,872	0,832	0,801	0,770	0,712	0,681	0,641	0,500	0,257
T/T_0	1,000	0,999	0,993	0,983	0,976	0,969	0,971	0,974	0,975	0,975	0,975	0,968
h/h_0	1,000	1,086	1,133	1,008	1,039	1,047	1,211	1,148	1,141	0,977	0,961	0,656
V/V_0	1,000	1,018	-	1,027	1,043	1,031	-	1,006	0,988	1,019	-	1,074
λ/λ_0	1,000	1,017	-	1,010	1,018	1,000	-	0,979	0,963	0,993	-	1,039

По значениям таблицы 1 построены графики (рис. 3), которые иллюстрируют изменения параметров волнения с уменьшением глубины. Черным цветом на графиках нанесены фактически полученные данные, синим цветом обозначена основная тенденция изменения параметров, по мнению автора. Т.е. данные синего цвета на графиках — это трактовка полученных данных, что является темой для обсуждения и дальнейших опытов.

Выводы. На глубоководном участке исследуемого пути с малыми уклонами параметры волнения практически не менялись. В мелководной зоне было получено явное уменьшение периода при движении волны к берегу. Значения изменений хоть и малы, но тенденция к уменьшению явная и стабиль-

ная, что не спишешь ни на какие погрешности. Согласно полученным данным, у волн высотой 7,7 м в натуральных условиях при прохождении по заданному рельефу к зоне обрушений период уменьшался в среднем на 3,2 %, скорость движения гребня при этом увеличивалась на 7,4 %. Изменения длины и высоты волны при прохождении к берегу имели более сложный характер, но в конечном счете на этом пути длина волны увеличивалась на 3,9 %, а высота уменьшалась на 34,4 %. На всех зависимостях (рис. 3) прослеживается характерная точка на глубинах порядка $0,712d_0$, где зависимости явно меняют свои направления, а на последних двух графиках изменение параметров здесь и вовсе меняет знак. В этой же точке высота волны достигает максимального значения,

а длина волны практически минимального, т.е. волна становится круче.

Полученные данные неоднозначны. Значительное увеличение скорости вызывает вопросы. С одной стороны, волна, встречая препятствие, вроде бы должна замедляться. С другой стороны, уменьшение глубины можно рассматривать не как препятствие, а как изменение направления движения, при котором еще и уменьшается сечение (уменьшение высоты волны), через которое проходит волновая энергия. А для пропуска определенной волновой энергии в условиях уменьшения сечения потока как раз и нужно увеличить скорость этого самого потока. Тем не менее увеличение длины волны противоречит математическому расчету.

Литература

Лапко, Д.Д., Стрекалов, С.С., Завьялов, В.К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения – Ленинград: ВНИИГ им. Веденеева, 1990.

СП 38.13330.2018 «СНиП 2.06.04-82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)».

Шелушин, Ю.А., Макаров, К.Н. Проблемы и перспективы гидравлического моделирования волновых процессов в искаженных масштабах // Строительство: наука и образование. – 2019. – Т. 9. – Вып. 2. – Ст. 4. DOI: 10.22227/2305-5502.2019.2.4. URL: <http://nso-journal.ru>.

Экспертный анализ выводов исследовательских работ с учетом показателя водооб-

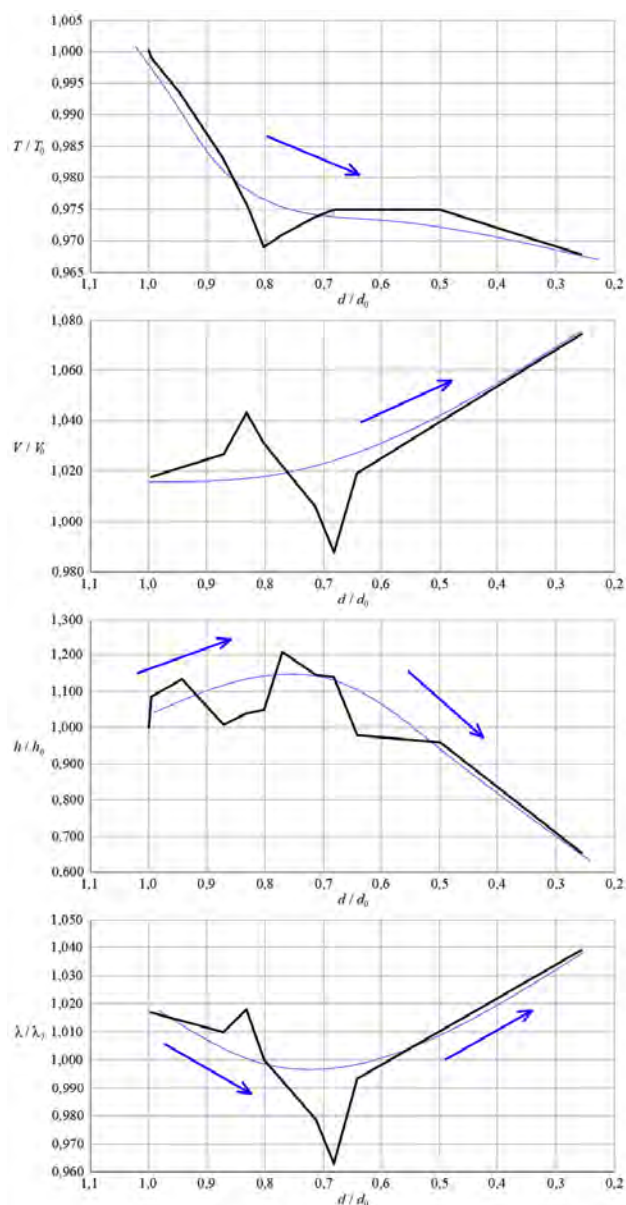


Рисунок 3. Параметры волнения по ходу уменьшения глубины

мена на объекте «Комплекс морской и береговой инфраструктуры в морском порту Геленджик» – Сочи: АО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», 2019.

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ В ВЫСШЕЙ И СРЕДНЕЙ ШКОЛЕ

ОПЫТ ОСВОЕНИЯ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ «УЧЕНИЕ О РЕЛЬЕФЕ» В УСЛОВИЯХ ДИСТАНЦИОННОГО ОБУЧЕНИЯ

Алексеева В.А.

*Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
valexseeva@rambler.ru*

Аннотация. Весенний семестр 2019-2020 гг. в основном прошел в дистанционном формате, что связано с пандемией коронавируса и связанным с ней режимом самоизоляции. Преподаватели и учащиеся оказались в ситуации, когда нужно было продолжать обучение в непривычной для всех ситуации. Для оценки виртуального обучения и анализа возникших проблем было проведено анкетирование среди студентов двух групп факультета почвоведения МГУ по дисциплине «Учение о рельефе». Результаты соцопроса показали, что при имеющихся удобствах дистанционного образования, две трети опрошенных предпочли бы в будущем традиционную очную форму обучения, поскольку без личного взаимодействия с преподавателем и товарищами по учебе невозможно полноценное усвоение знаний и развитие личности, что и составляет сущность образования.

Ключевые слова: дистанционное образование, социальный опрос, практические занятия, учение о рельефе, факультет почвоведения, МГУ имени М.В. Ломоносова

С 17 марта 2020 г., в соответствии с приказом Минобрнауки РФ от 14 марта 2020 г. № 397, в условиях предупреждения распространения коронавирусной инфекции на территории Российской Федерации, МГУ имени М.В. Ломоносова вместе с другими образовательными учреждениями нашей страны перешел на дистанционный формат обучения. Структурные подразделения вузов оказались методически и технически не готовы к такому спешному переходу, поэтому решение о формах дистанционного обучения и использовании электронных образовательных технологий зачастую принималось непосредственно сотрудниками, осуществляющими учебный процесс по той или иной дисциплине.

В весеннем семестре сотрудники кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ реализуют преподавание учебной дисциплины «Учение о рельефе» для студентов 2 курса факультета почвоведения. В программе курса предусмотрены лекционные (24 часа) и практические (12 часов) занятия. Практические занятия включают выполнение трех заданий: 1) орогидрографическое описание ключевой территории, 2) составление геолого-геоморфологического профиля с пояснительной запиской по истории развития рельефа и 3) составление геоморфологической карты. До перехода на дистанционный формат обучения в большинстве групп была проведена половина практических занятий

(3 из 6).

Для работы по взаимодействию со студентами в условиях самоизоляции в рамках семинарских занятий автором был выбран сервис ZOOM. Данная платформа позволяет организовывать виртуальную встречу посредством видеоконференцсвязи, с возможностью демонстрации экрана организатора и участников (для показа презентаций) и использования доски объявлений (для письма и рисования). Кроме семинаров в онлайн режиме, для оперативной связи студентам были предложены следующие решения: 1) пересылка сообщений на общий адрес электронной почты; 2) группа в мессенджере WhatsApp; 3) папка с общим доступом на Яндекс.Диск. Совместный чат в WhatsApp позволил мгновенно обмениваться текстовыми сообщениями по текущим учебным вопросам (объявления, комментарии, общие советы), а папка с общим доступом позволила существенно сэкономить время и усилия на пересылку выполненных заданий и замечаний к ним по электронной почте. Кроме того, у студентов была возможность личной коммуникации с преподавателем посредством мессенджера WhatsApp по вопросам, возникающим в процессе выполнения заданий.

Опыт подобной работы оказался новым как для обучающихся, так и для преподавателя. С целью анализа данного опыта и принятия более удобных решений в случае возникновения подобной ситуации в дальнейшем был проведен социальный опрос среди студентов двух групп (учебные группы 201 и 205; общее число студентов — 18 человек). Обучающимся была предложена анкета, состоящая из 23 вопросов, касающихся организации образовательного процесса в условиях дистанци-

онного обучения (март-май 2020 г.). Часть вопросов анкеты носила общий характер, часть вопросов касалась непосредственно практических занятий по дисциплине «Учение о рельефе». Некоторые вопросы были взяты из социального опроса студентов, предложенного Министерством науки и высшего образования РФ для оценки работы вузов в условиях дистанционного образования и запущенного 25 марта 2020 г. (Опрос ..., 2020).

Вопросы анкеты, предложенной студентам факультета почвоведения, были во многом составлены исходя из личного опыта и впечатлений автора в ходе осуществления дистанционного образовательного процесса. Анкета состоит из нескольких блоков вопросов: 1) общая информация; 2) организация обучения в условиях самоизоляции; 3) впечатления от дистанционного обучения. Анкета включает вопросы разных типов: 1) вопросы с ответом закрытого типа (с выбором одного или нескольких ответов из предложенных вариантов); 2) вопросы, требующие ответа «Да» — «Нет»; 3) вопросы с ответами открытого типа; 4) вопросы комбинированного типа.

Ниже приводятся результаты социологического опроса с попутными комментариями.

В принявших в опросе 18 человек 78% составляют девушки, 22% — юноши. В основном студенты обучаются на бюджетной основе (94%), только 1 человек (5,5%) — с оплатой обучения. Во время карантина 83% опрошенных проживало в квартире/доме родителей или других родственников, 5,5% — в общежитии и 11% — в собственной квартире (доме). Для дистанционного обучения 60% использовали персональный компьютер или ноутбук,

33% — компьютер в сочетании с планшетом, и 1 человек (5,5%) использовал только планшет. Чуть более половины опрошенных (56%) имели возможность использовать техническое оборудование единолично, остальные 44% делили его с другими родственниками для их рабочих или учебных целей, что создавало определенные неудобства для участия в онлайн занятиях. У 72% во время самоизоляции был доступ к проводному интернету (в том числе, раздаваемому через роутер по wi-fi), 18% пользовались мобильным интернетом. На вопрос, было ли у них достаточно технических возможностей для дистанционного обучения, 67% ответили утвердительно, 11% не хватало веб-камеры и/или гарнитуры, 22% отметили нестабильную связь сети интернет.

Переход на дистанционное обучение был очень резким не только для обучающихся, но и для преподавателей и сотрудников администраций структурных подразделений. 39% опрошенных считают, что руководство факультета и преподаватели оказались скорее не готовы к экстренному переходу, 33% — скорее готовы, 5,5% — полностью готовы (оставшиеся 22% затруднились с ответом). На вопрос, появились ли психологические трудности в связи с переходом на дистанционное обучение, ответы разделились ровно пополам — 50% ответили, что появились, 50% — что нет. Дистанционный формат обучения вызвал у студентов больше всего сложности следующего характера:

Непривычно и сложно учиться в домашней обстановке (44%);

Сложно сосредоточиться при самостоятельном изучении материала (39%);

- Возникают технические проблемы и

перебои с интернетом (33%);

- Не могу лично обсудить с одногруппниками изучаемый материал (28%).

Основная часть практических заданий по дисциплине «Учение о рельефе» связана с графическими работами: построение геолого-геоморфологического профиля и составление геоморфологической карты. Традиционно эти виды работ студенты выполняют вручную на бумажной основе с использованием цветных карандашей. Примечательно, что одинаковое число опрошенных (по 28%) отметили, что а) им было проще сдавать письменные работы в электронном формате; б) возникли сложности с выполнением и предоставлением на проверку графических работ в электронном виде. Этой группе было бы проще выполнить их «от руки», а не в графическом редакторе (Paint, Photo Shop, Corel Draw), что потребовало больше времени, в том числе, на освоение программ. Дистанционный формат обучения никаких сложностей не вызвал только у 11% опрошенных.

Следующие формы и средства дистанционного обучения студенты выбрали в качестве наиболее удобных для обучения:

- Преподаватели ведут лекции и семинары онлайн, с использованием средств для организации видео-конференц-связи (ZOOM, Skype или других программ) — 72%;

- Преподаватели высылают материалы своих лекций (текст и/или презентация) для самостоятельного изучения и дают задания — 39%;

- Преподаватели просят посмотреть свои записанные видеолекции на Youtube или в социальных сетях и выполнять задания — 39%.

Несмотря на технические сложности,

связанные с использованием оборудования и перебоями в интернете, подавляющее большинство (72%) выбрали занятия именно в онлайн формате. Что касается непосредственно практических занятий по курсу «Учение о рельефе», то 89% студентов указали, что предложенные преподавателем средства для осуществления дистанционного обучения были удобны для работы, а сами семинары были очень полезны и информативны.

Вместе с тем, характер взаимодействия студентов с преподавателем изменился. 33% студентов не хватало очных дискуссий с преподавателем, а 22% было сложно отвечать на вопросы и уточнять некоторые моменты в онлайн-формате. 72% студентам нравится, что они могут задать вопрос преподавателю не только во время аудиторного занятия, а 22% считают, что в условиях дистанционного обучения они могут задавать вопросы преподавателю в любое удобное для них время. При традиционной форме обучения взаимодействие ограничено в основном временем до, во время и непосредственно после аудиторного занятия, тогда как посредством мессенджера WhatsApp эти рамки фактически стираются: для многих студентов понятие «рабочее время» распространилось как на вечерние и даже ночные часы, а также на выходные и праздничные дни. Вместе с тем, 67% опрошенных отметили, что они ценят доброжелательное отношение преподавателя и его готовность помочь и разъяснить сложные моменты. Парадоксально, но 94% считают, что на дистанционном обучении преподаватель стал «ближе», то есть более доступен.

Опираясь на полученный опыт в связи с необходимостью самоизоляции, 67% предпочли бы в будущем традиционную

очную форму, а 33% — дистанционное обучение. Дистанционное обучение подходит студентам, способным (по их субъективному мнению) к самоконтролю и концентрации (22%), а также ценителям личного пространства (11%). 39% отметили, что в дистанционном формате обучение стало менее эффективным, а 28% чаще откладывают выполнение заданий «на потом». В качестве плюсов дистанционного формата обучения 78% студентов заметили, что у них появилось больше времени на сон, потому что не нужно тратить время на поездки в университет, а у 33% стало больше времени, свободного от обучения.

Как изменилась жизнь студентов в связи с самоизоляцией? Только 33% принявших в опросе отметили, что им было комфортно находиться много времени дома. 44% при дистанционном формате обучения чувствовали себя более одинокими и изолированными, а 28% из-за вынужденного заточения стали нервными и озлобленными. 67% страдали из-за того, что не было возможности пойти на прогулку, в кафе, кино и пр., а 72% не хватало личного общения с одноклассниками, на переменах и в столовой.

Подавляющее большинство (94%) знают, как потратить время, свободное от обучения. То есть на самоизоляции студенты не испытывали скуку и всегда знали, чем им заняться. Ровно половина (50%) в освободившееся от учебы время стали больше заниматься спортом и физическими упражнениями, 22% стали больше времени проводить за чтением книг. А 61% студентов стали больше времени проводить в интернете. И это неудивительно, ведь во время пандемии коронавируса общение посредством различных соцсетей и мессенджеров с возможностью видеосвязи превратилось в ус-

ловиях самоизоляции в практически единственную форму поддержания отношений.

Два последних вопроса были оформлены в виде анонимного опроса, разме-

щенного в группе в WhatsApp со ссылкой на специализированный портал www.opinionstage.com. Вопросы носили личный характер и связаны как с психоло-



Рисунок 1. Диаграмма распределения ответов на вопрос «Подготовка к онлайн занятию»



Рисунок 2. Диаграмма распределения ответов на вопрос «Чем вы занимаетесь во время онлайн занятия»

гическими аспектами самоидентификации во время дистанционного онлайн занятия, так и с отношением к такого рода занятиям (Рис. 1 и 2).

Ровно треть опрошенных считают, что во время онлайн занятия они находятся в общественном пространстве и поэтому нужно соответствовать правилам этикета, принятым в обществе. 28% не включают веб-камеру, потому что им неудобно за свой «домашний» вид, а выглядеть аккуратно нет сил и желания. Каждый пятый (22%) считает, что находясь дома, можно не заботиться о внешнем виде. И только для 17% внешний вид и манера поведения преподавателя являются примером для подражания.

Что касается поведения на самом онлайн-семинаре, то 61% добросовестно работают, при этом камера и звук на их компьютере чаще всего включены, чтобы преподаватель мог их видеть и слышать (есть «эффект присутствия»). 22% слушают объяснения преподавателя «вполуха», параллельно занимаясь другими делами (камера и звук чаще всего выключены). Остальные либо вообще пропускают онлайн занятие, либо присутствуют на занятии формально (есть только факт подключения к видеоконференции, без видимого участия).

Пандемия коронавируса в 2020 г. — беспрецедентное событие в современной истории всего человечества, которое затронуло все сферы нашей жизни, включая образование. Виртуальное обучение в условиях самоизоляции является в настоящий момент очень актуальной и большой темой, которая напрямую коснулась многих граждан нашей страны: самих обучающихся (школьников и студентов), учителей

и преподавателей, родителей и представителей администраций учебных заведений. В такой чрезвычайной ситуации средним и высшим учебным заведениям пришлось спешно приспособливаться к дистанционному обучению, чтобы суметь завершить 2019-2020 учебный год. В сети Интернет очень много публикаций на эту тему. Автор полностью разделяет точку зрения Нуччо Ордине — профессора итальянской литературы университета Калабрии (Италия), который считает, что «контакт с учениками в аудитории — это единственное, что дает подлинный смысл образованию и даже самой жизни учителя» (ИА Красная весна).

В условиях дистанционного обучения с той или иной долей успешности можно говорить лишь об одной составляющей образования — собственно, обучении как передачи знаний и помощи в выработке навыков и умений. На расстоянии, через экран монитора, нет смысла даже говорить о другой, не менее важной компоненте образования — о системе воспитания личности. Для эффективного усвоения знаний и развития личности нужен диалог, живое общение с преподавателем и с товарищами по учебе, что и подтвердили данные проведенного социального опроса.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

ИА Красная весна. URL: <https://rossaprimavera.ru/article/86e3a893>.

Опрос Министерства науки и высшего образования РФ. URL: https://hse.enjoysurvey.com/ru/survey/1345/index/m_45963035d0249b1fb60dd069eaec4555.

НАУКА О РЕЛЬЕФЕ В СРЕДНЕЙ ШКОЛЕ: ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ДНЯ НАУКИ И ТВОРЧЕСТВА В ГБОУ «ШКОЛА №218» (Г. МОСКВА)

Баранов Д.В.^{1,2}

¹Московский государственный университет, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия, dm_baranov@igras.ru

Аннотация. С наукой о рельефе школьники знакомятся в пятом классе, однако это знакомство не может быть полноценным ввиду отсутствия у пятиклассников понимания о физических и химических процессах, происходящих на Земле. В более старших классах (7-ом и 8-ом) информация о рельефе преподносится в сильно сокращённом и отрывочном виде. Получается, что к окончанию школы у школьников формируется достаточно разрозненное представление о рельефе. Формат Дня науки и творчества, предлагаемый ГБОУ «Школа № 218» позволяет проводить различные мероприятия, выходящие за рамки основного школьного образования. В 2018 году в рамках географической площадки был организован мастер-класс «Почувствуй себя учёным географом!», где школьникам предлагалось окунуться в работу исследователей рельефа — геоморфологов. В 2019 году для школьников в рамках Дня науки и творчества была прочитана лекция на тему «Сколько лет реке Волге?», познакомившая учеников не только с историей реки, но и с палеогеографическими событиями, происходившими на Восточно-Европейской равнине в плейстоцене и голоцене.

Ключевые слова: геоморфология в школе, палеогеография в школе, среднее образование, рельеф, бурение, Волга, День науки и творчества

Первые полноценные знания о рельефе Земли школьники получают в 5-ом классе, при изучении темы «Земная кора» / «Литосфера» (Дронов, Савельева, 2015; Лобжанидзе, 2014; Климанова и др., 2012). При этом, информация подаётся не систематизировано (что видно даже из названия темы), идёт смешение геологической части (сведения о минералах, горных породах и внутреннем строении Земли) с собственно рельефом и геоморфологическими процессами, часто нарушается логика изложения. Из всего этого у учеников практически не формируется целостное представление о рельефе. А ведь ещё В.М. Дэвис в своём учении о географическом цикле писал: «С самого начала изучения географии в школе ученики должны быть убеждены, что географические

формы закономерны и что этот смысл или происхождение уже установлены для столь многих форм, что вполне логично считать возможным объяснение в своё время и всех остальных форм рельефа (Дэвис, 1962, с. 9). Дальнейшее освоение тем «Атмосфера», «Гидросфера», «Биосфера» невозможно без чёткого понимания роли рельефа в географической оболочке.

При этом довольно сложно объяснить простым языком действие большинства геоморфологических процессов для учеников 5-го класса. Ведь в большинстве своём они обусловлены физическими и химическими процессами, с которыми школьники знакомятся в более старших классах. Это приводит к простому заучиванию информации о жизни рельефа Земли. Теряется важная со-

ставляющая обучения — понимание через представления о причинах и следствиях (Симонов, 2008). При этом основные понятия о рельефе, формах рельефа, основных морфологических комплексах и генетических типах закладывается как раз в пятом классе. В 7-ом классе (Коринская, Душина, Щенев, 2006, Кузнецов, Савельева, Дронов, 2015, Алексеев и др., 2015, Домогацких, Алексеевский, 2012) в параграфах о литосфере подробно рассматривается лишь глобальная тектоника литосферных плит и зоны складчатости. В региональной части в параграфах о рельефе отдельных материков по сути описывается лишь орография (морфоструктурные особенности) — названия крупных гор и равнин. В учебниках 8-ого класса наконец-то появляется слово «рельеф» в названии тематических разделов (наиболее часто встречающееся название — «Рельеф и недра»), где повествуется об особенностях рельефа нашей страны (Домогацких, Алексеевский, 2013, Дронов и др., 2016; Дронов, Савельева, 2018, Раковская, 2007, Алексеев и др., 2007). Однако опять же, ввиду краткости изложения, происходит смешение геологической, геоморфологической и общегеографической информации: в эту тему попадают параграфы и о тектоническом строении, и о физико-географических странах. По понятным причинам особое внимание уделяется опасным геоморфологическим процессам — землетрясениям, извержениям вулканов, селям, обвалам и оползням. Однако параграфы зачастую повествуют не о самих процессах и причинах их возникновения, а об огромных последствиях и ущербе, который они наносят.

Таким образом, к окончанию средней школы у школьников формируется доста-

точно разрозненное представление о рельефе. Основы геоморфологии излагаются в пятом классе, когда их сложно понятным языком объяснить школьнику. При этом в более старших классах знакомство с рельефом зачастую ограничивается лишь географическим обзором распространения тех или иных гор, равнин, возвышенностей, низменностей, вулканов. Возможно, при первом знакомстве школьников с понятием «рельеф» стоит ограничиться лишь общими представлениями, а затем использовать предложенный в советское время принцип постепенного нарастания и пополнения геоморфологических знаний (Голов, 1973). В курсах по физической географии мира и России, наверное, стоит больше уделять времени общим вопросам геоморфологии, а не ограничиваться лишь орографией того или иного региона (здесь я имею в виду не общее увеличение времени — это практически невозможно в рамках школьной программы — а перераспределение акцентов). На мой взгляд также очень важно чётко разграничивать геологическую (о минералах, горных породах, строении Земли), геоморфологическую (о рельефе и рельефообразующих процессах) и общегеографическую (о природе в целом) информацию. Ограниченность по времени школьной программы заставляет учителей географии изыскивать возможности во внеурочное время рассказывать о наиболее интересных геоморфологических процессах и явлениях.

Одной из таких возможностей в ГБОУ «Школа №218» г. Москвы, где мне удалось преподавать географию, является традиция проведения «Дня науки и творчества» (https://sch218.mskobr.ru/novosti/den_nauki_i_tvorchestva2/). Цель этого мероприятия познакомить школьников с информаци-

ей, выходящей далеко за рамки школьного курса. Этому способствует привлечение специалистов из различных сфер, а также родителей обучающихся. В ходе мероприятий Дня науки и творчества школьники получают возможность «попробовать себя в различных мастер-классах, соревнованиях, выполнить свои проекты, по diskutieren и многое другое» (https://sch218.mskobr.ru/novosti/den_nauki_i_tvorchestva2/).

В 2018 году при организации площадки по географии у меня возникла идея познакомить школьников с настоящими географами, поэтому за помощью я обратился в Институт географии РАН. На мою просьбу с радостью откликнулись сотрудники Отдела палеогеографии четвертичного периода к.г.н. Е.А. Константинов и к.г.н. Н.В. Карпухина. Совместно была разработана программа мероприятия — мы решили познакомить школьников 7-ого и 8-класса с полевыми методами работы геоморфолога (Баранов, 2018). Специально для этого была получена договорённость с администрацией школы о возможности проведения наших «полевых исследований» на территории школы.

В ходе мероприятия школьникам был продемонстрирован один из инструментов полевой работы геоморфологов — винтовой ударный бур. Мы совместно с Е.А. Константиновым пробурили «показательную» скважину, попутно рассказав о возможностях прибора. Затем уже настоящую скважину было предложено пробурить самим школьникам. Наиболее смелыми оказались ученики 7-го класса, которые достаточно быстро выполнили задание и достали керн. Самое важное — описание пробуренных отложений. Н.В. Карпухина рассказала о важности аккуратной записи всех наблюдений и продемонстрировала полевой дневник. В

ходе мероприятия было показано, как учёные различают те или иные отложения, на что обращают особое внимание — на цвет, состав, различные включения. Школьникам было продемонстрировано известное каждому геоморфологу «правило колбаски».

Так как полевые исследования всегда сопровождаются камеральными, то после наших «полевых работ» мы переместились в школьный кабинет. Здесь Е.А. Константинов и Н.В. Карпухина рассказали о возможностях лабораторного исследования рельефа и слагающих его отложений в Институте географии РАН. В ходе лекции школьников познакомили с гранулометрическим и магнитометрическим анализом, датированием отложений радиоуглеродным и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) методом. По отзывам от школьников, такой вариант географической площадки им очень понравился.

В 2019 году я участвовал в Дне науки и творчества уже в качестве приглашённого гостя. Во время работы в школе в ходе разговоров с учениками я понял, что школьникам интересна палеогеографическая тематика. В школьном курсе географии этому достаточно важному аспекту географии уделено скромное внимание, при том, что современные СМИ и Интернет изобилуют различными теориями глобального потепления, массового вымирания и пр. Ввиду своей геоморфологической специализации и темы диссертационного исследования я предложил в качестве выступления лекцию на тему «Сколько лет реке Волге?».

Начать свою лекцию я решил с погружения в четвертичную историю Восточно-Европейской равнины. Большинство школьников знают, что несколько тысяч лет назад европейская территория России покрыва-

лась оледенениями. Однако знают они это зачастую не из школьного курса истории и географии, а из различных мультипликационных фильмов. На вопрос: «Что является причиной потепления и таяния ледников?» некоторые школьники полушутя-полусерьёзно отвечают: «Потому что белка достала жёлудь изо льда». (Здесь я говорю не о всех школьниках, и особенно не о тех, кто готовится к олимпиадам различного уровня — я имею в виду среднестатистических учеников, которые географии уделяют не столь серьёзное внимание).

Мобильность школьников в настоящее время высока — они часто путешествуют, в том числе и по Подмосковию. Они сразу ответили утвердительно, что обращали внимание на различие морфологии рельефа в разных направлениях от Москвы. Но никогда не задумывались об этом! А ведь связь рельефа с палеогеографическими событиями очень и очень велика, на что постоянно обращает внимание Г.И. Рычагов (2017). Различия в рельефе Подмосковию в частности и Восточно-Европейской равнины в целом обусловлены тем, что она несколько раз перекрывалась покровными оледенениями. Школьникам было рассказано о ряде наиболее достоверно известных в настоящее время оледенениях — днепровском, московском и валдайском. Названия оледенений школьники без труда сопоставили с р. Днепр, г. Москвой и Валдайской возвышенностью.

Ввиду владения фактическим материалом по геоморфологии долины р. Волги в Валдайской возвышенности (Баранов и др., 2019), мною были продемонстрированы адаптированные для школьников поперечные геолого-геоморфологические профили долины. Я рассказал школьникам, как про-

водились полевые работы — морфологические описания, бурение отложений, а также особенности камерального изучения отложений. Был продемонстрирован ОСЛ-образец — пластиковая запечатанная трубка: такой необычный формат образца очень заинтересовал школьников. Результаты, полученные при нашем исследовании, были рассказаны школьникам — так они узнали, что реке Волге в Валдайской возвышенности всего около двух десятков тысяч лет. (Здесь я, разумеется, сказал, что это абсолютно не значит, что всей Волге столько лет. Известно, что ниже по течению Волга существует более длительное время).

Формат мероприятий Дня науки и творчества позволяет познакомить школьников с интересными темами в курсе географии, при этом значительно расширив возможности классического урока. Использование такого формата, на мой взгляд, имеет хорошую перспективу. В заключение хочется поблагодарить за активную помощь в организации и проведении мероприятий сотрудников Отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН к.г.н. Е.А. Константинова и к.г.н. Н.В. Карпухину, администрацию ГБОУ «Школа №218» и лично Ю.Г. Крылову, а также учеников — участников данных мероприятий за активность и многочисленные положительные отзывы.

Содержание лекции «Сколько лет реке Волге?» основано на результатах исследований, которые проводятся при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01289).

Литература

Алексеев, А.И., Николина, В.В., Липкина Е.К., Большов, С.И., Фетисов, А.С., Кузнецова, Г.Ю. География. 7 класс. Учебник для общеобразоват. орг. — М.: Просвещение,

2015. – 256 с.

Алексеев, А.И., Низовцев, В.А., Ким, Э.В., Кузнецова, Г.Ю., Лисенкова, Г.Я., Сиротин, В.И. География. Россия. Природа и население. 8 класс: учебник для общеобразоват. учреждений – М.: Дрофа, 2007. – 304 с.

Баранов, Д.В. «Почувствуй себя учёным-географом!»: опыт организации мастер-класса для учеников 7-ых — 8-ых классов / Современные исследования и достижения в области педагогики: материалы I Международного научно-практического форума для педагогов. 15 июня 2018 года. – Чебоксары: НОЦ «Открытие», 2018. – С. 14-16.

Баранов, Д.В., Панин, А.В., Антонов, С.И., Беляев, В.Р., Болысов, С.И., Ерёменко, Е.А., Зарецкая, Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2019. – №6. – С. 90-101.

Голов, В.П. Изучение рельефа в курсе географии. Из опыта работы – М.: Просвещение, 1973. – 144 с.

Домогацких, Е.М., Алексеевский, Н.И. География. Материки и океаны: в 2 ч. Часть 1. Планета, на которой мы живём. Африка. Австралия: учебник для 7 класса общеобразоват. учреждений – М.: ООО «Русское слово — учебник», 2012. – 280 с.

Домогацких, Е.М., Алексеевский, Н.И. География: учебник для 8 класса общеобразоват. учреждений – М.: ООО «Русское слово — учебник», 2013. – 336 с.

Дронов, В.П., Барина, И.И., Ром, В.Я. География: География России. Природа. Население. Хозяйство. 8 кл.: учебник – М.: Дрофа, 2016. – 271 с.

Дронов, В.П., Савельева, Л.Е. География. Землеведение. 5-6 кл.: учебник – М.: Дрофа, 2015. – 283 с.

Дронов, В.П., Савельева, Л.Е. Геогра-

фия. Россия: природа, население, хозяйство. 8 класс: учебник для общеобразоват. орг. – М.: Просвещение, 2018. – 159 с.

Дэвис, В.М. Геоморфологические очерки – М.: Издательство иностранной литературы, 1962. – 456 с.

Климанова, О.А., Климанов, В.В., Ким, Э.В., Сиротин, В.И., Румянцев, А.В., Панасенкова, О.А. География. Землеведение. 5-6 кл.: учебник для общеобразоват. учреждений – М.: Дрофа, 2012. – 272 с.

Коринская, В.А., Душина, И.А., Щенев, В.А. География материков и океанов. 7 кл.: учебник для общеобразоват. учреждений – М.: Дрофа, 2006. – 320 с.

Кузнецов, А.П., Савельева, Л.Е., Дронов, В.П. География. Земля и люди. 7 класс: учебник для общеобразоват. орг. – М.: Просвещение, 2015. – 175 с.

Лобжанидзе, А.А. География. Планета Земля. 5-6 классы: учебник для общеобразоват. орг. – М.: Просвещение, 2014. – 159 с.

Раковская, Э.М. География: природа России: учебник для 8 кл. общеобразоват. учреждений – М.: Просвещение, 2007. – 302 с.

Рычагов, Г.И. Географический подход к реконструкции палеогеографических событий // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2017. – №75. – С. 112-134.

Симонов, Ю.Г. Географическая культура сегодня и завтра. Размышление о системе среднего географического образования в нашей стране. Ю.Г. Симонов. Избранные труды (к 85-летию со дня рождения) – М.: Издательство ООО «Ритм», 2008. – С. 102-133.

https://sch218.mskobr.ru/novosti/den_nauki_i_tvorchestva2/ День науки и творчества. Официальный сайт ГБОУ «Школа №218» (дата обращения 1.05.2020).

ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ 1 КУРСА В ФОРМАТЕ «БЛИЦ»

Болысов С.И., Алексеева В.А., Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Держач А.А., Еременко Е.А., Матлахова Е.Ю., Фуззина Ю.Н., Харченко С.В., Шеремецкая Е.Д.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru

Аннотация. Отечественным специалистам-геоморфологам известно, что на географическом факультете МГУ учебная полевая геолого-геоморфологическая практика 1-го курса (как часть общегеографической практики) более 50 лет проводится на учебно-научном Сатинском полигоне МГУ в Боровском районе Калужской области (обычно в июне). Практика основана на богатом фактическом материале, полученном в ходе длительных научных изысканий на полигоне. В 2020 году вследствие форс-мажора «вселенского масштаба» — пандемии коронавируса — ректоратом МГУ эта и подобные ей практики были запрещены из соображений безопасности. При этом необходимо было реализовать учебный план, в котором общегеографическая практика 1 курса занимает важнейшее место. В результате оперативного взаимодействия ректората, деканата факультета и кафедр было принято решение провести практику на территории Москвы («Старой» и Новой) в сокращенном по длительности варианте — в формате «блиц». Так, геолого-геоморфологическая практика, имеющая обычную продолжительность 10 дней, была сокращена до 4 дней (это касалось и других специальных практик в рамках общегеографической). К этому следует добавить, что на подготовку спонтанно возникшего варианта практики было отведено менее одного месяца, а сроки проведения назначены на сентябрь — за счет сокращения аудиторного учебного времени. В статье рассмотрены принципы проведения и структура «блиц»-практики, особое внимание уделено специфике такого «пожарного» варианта практики, проводимой в условиях форс-мажора (характер отчетных материалов, выбор участков для проведения маршрутов и т.д.).

Ключевые слова: учебная геолого-геоморфологическая практика, формат «блиц», рельеф, рельефообразование, студенты, Москва

Отечественным специалистам-геоморфологам известно, что на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова учебная полевая геолого-геоморфологическая практика 1-го курса (как часть общегеографической практики) более 50 лет проводится на учебно-научном Сатинском полигоне в Боровском районе Калужской области (обычно в июне). Практика основана на богатом фактическом материале, полученном в ходе длительных

научных изысканий. В 2020 году вследствие форс-мажора — пандемии коронавируса — ректоратом Московского университета эта и подобные ей практики были запрещены из соображений безопасности. При этом необходимо было реализовать учебный план, в котором общегеографическая практика 1 курса занимает важнейшее место. В результате оперативного взаимодействия ректората, деканата географического факультета и кафедр было принято

решение провести практику на территории «Старой» и Новой Москвы и в ближайших окрестностях в сокращенном по длительности варианте — в формате «блиц». Так, геолого-геоморфологическая практика, имеющая обычную продолжительность 10 дней, была сокращена до 4 дней (это касалось и других специальных практик). На подготовку спонтанно возникшего варианта практики было отведено менее одного месяца, а сроки проведения назначены на сентябрь — за счет сокращения аудиторного учебного времени. Таким образом, учебная общегеографическая практика в целом и её геолого-геоморфологическая составляющая в частности, по сравнению с традиционной, устоявшейся в течении десятилетий практикой, ранее претерпевавшей изменения преимущественно за счет использования нового фактического материала и актуальных методов исследования в условиях форс-мажора приобрела особую специфику.

Местом проведения стали Москва и ближнее Подмосковье. Для Сатинского учебно-научного полигона существует детальнейшая геолого-геоморфологическая информация, находящаяся в распоряжении преподавателей и используемая в учебном процессе. Поэтому для сохранения уровня и качества образования к моменту начала практики преподавателям потребовалось набрать необходимый минимум крупномасштабной информации по геолого-геоморфологическому строению московского региона.

На «обычной» практике на учебно-научной базе МГУ «Сатино» коллективное проживание формирует социальные навыки у студентов. Однако в 2020 г. студенты и преподаватели проживали дома.

Сроки геолого-геоморфологической

практики были сокращены в 2,5 раза. Время проведения практики сдвинулось на сентябрь и, как следствие, полевые работы были ограничены коротким световым днём.

В нормальном режиме геолого-геоморфологическая практика, наряду с топографической, предваряет все другие специальные практики в рамках единой общегеографической практики. Именно на геолого-геоморфологической практике студенты не только знакомятся с полигоном и учатся ориентироваться на его территории, но главное - получают непосредственное представление о морфолитогенной основе природно-территориальных комплексов (ПТК) и той направляющей роли, которую она играет в географическом распространении и функционировании других компонентов этих ПТК и собственно комплексов в целом. Рельеф и слагающие его горные породы являются базисом, на котором располагаются экосистемы, и важнейшим фактором распределения и перераспределения тепла и влаги на земной поверхности, а в конечном итоге — распределения на ней вещества и энергии. В условия «блиц»-практики освоение географических дисциплин в полевых условиях осуществлялось в произвольном порядке.

Размер студенческих бригад в 2020 г. был увеличен примерно в 2 раза. Учебные работы велась в смешанном режиме — полевые маршруты дополнялись лекциями и написанием отчета в дистанционном формате. При составлении традиционного Отчета по практике обычно студент пишет либо текстовый раздел, либо составляет одну из 5-ти базовых карт (карты фактического материала, четвертичных отложений, общую геоморфологическую, современных процессов и геолого-геоморфологических ре-

сурсов и опасностей) в масштабе 1:5000. В формате «блиц» студенты готовили по 2-3 слайда в презентацию (которая и стала электронной формой Отчета) к зачету.

И при всем этом главной задачей преподавателей было минимизировать возможности заражения на практике, что потребовало организации особых мер техники безопасности.

Вот как Ковид изменил нашу жизнь, по крайней мере — в 2020-м году. И, соответственно, в каких условиях пришлось проводить практику. В свете сказанного тем более важно было выделить из программы практики то наиболее значимое, которое в указанных обстоятельствах все же необходимо было донести студентам, чтобы практика в итоге состоялась. Иными словами, желательно было выполнить основные цели практики.

В соответствии с программой, цели геолого-геоморфологической практики 1 курса (и обычной, и — по возможности — блиц-практики) таковы:

1. Закрепление в полевых условиях теоретических знаний, полученных студентами во время аудиторных занятий по курсу «Геоморфология с основами геологии»;

2. Приобретение студентами первичных полевых навыков геолого-геоморфологических исследований — полевого ориентирования, выбора точек наблюдения, морфологического описания рельефа, по возможности описания разрезов горных пород, отбора образцов, использования основных полевых инструментов и т.п.;

3. Знакомство студентов-географов с геолого-геоморфологическим строением территории, репрезентативной для краевой зоны московского оледенения в центре Восточно-Европейской (Русской) равнины;

4. Выявление взаимосвязей между морфолитоогенной основой и другими компонентами ПТК, а также хозяйственной деятельностью человека;

5. Знакомство с современными геоморфологическими процессами и влиянием на них хозяйственной деятельности человека (особенно в городских условиях — специфика блиц-формата в городе Москве).

Обсуждение структуры практики в ходе серии собраний преподавателей накануне ее начала позволило выкристаллизовать и принципы, и собственно структуру, которые представляются нам оптимальными в предложенных обстоятельствах. Вот как были сформулированы задачи практики:

1. Знакомство студентов на лекциях и в полевых маршрутах с геолого-геоморфологическим устройством территории, факторами рельефообразования в регионе, проявлениями современных геоморфологических процессов;

2. Фиксация студентами полевых наблюдений в полевых дневниках, фотографирование и зарисовка форм и элементов форм рельефа, встреченных разрезов отложений;

3. Полевое геологическое и геоморфологическое картографирование и профилирование. По результатам самостоятельных маршрутов студентами составляются крупномасштабные карты на территорию выделенного на бригаду участка: общая геоморфологическая (с показом современных геоморфологических процессов) и фактического материала. Помимо карт, вычерчиваются геолого-геоморфологический профиль, полностью пересекающий участок картографирования (поперек долин рек), продольные и поперечные профили характерных малых эрозионных форм;

4. На основе обработки полевых данных

составляется отчет о практике в виде коллективной презентации.

Методические принципы практики заключались в следующем:

- представление о генетических типах рельефа как основе для планирования и проведения геоморфологической съемки;
- в речных долинах — работа по поперечным профилям, фиксация и описание уровней днищ долин, характера эрозионных склонов;
- в малых эрозионных формах — работа по продольному профилю, фиксация характера поперечного профиля, геологии вскрываемых толщ, состояния вершин;
- в пределах зон развития ледникового и водноледникового рельефа — работа по характерным точкам и поверхностям;
- полимасштабное описание морфологии рельефа: элементы рельефа, формы рельефа, комплексы рельефа;
- сопряженное (по возможности) изучение рельефа и слагающих его горных пород;
- проявления современных экзогенных процессов (особенно на урбанизированных участках) — обязательный объект геоморфологической съемки;
- рельеф как ресурс и условие хозяйственной деятельности человека;
- рельеф и литогенная основа как базовый компонент ПТК.

Использовались следующие материалы: топографические карты М 1:10 000 — 1:50 000; геологические карты тех же масштабов и сопутствующие отчетные материалы, фондовая литература, открытые данные из сети Интернет (в т.ч. ЦМР — цифровые модели рельефа, космоснимки и др.), данные полевых наблюдений из полевых дневников студентов.

Была выработана следующая структу-

ра практики. В первый день проводился инструктаж по технике безопасности (повторим, особенно важный в условиях пандемии), далее следовал обычно короткий обзорный маршрут. Первая точка — на смотровой площадке на Воробьевых горах (бровка правого коренного склона долины р. Москвы с крупными оползневыми телами) с отличным обзором на большую часть территории Москвы и, соответственно, на рельеф этой территории. На первой точке давалась краткая вводная информация о рельефе территории Москвы, объяснялись принципы и правила фиксации наблюдений в полевых дневниках. Характеризовался междуречный рельеф, на котором располагается Главное здание МГУ — пологохолмистая моренная равнина московского возраста. Далее обследовался крутой коренный склон долины, оползневой рельеф, выходы коренных пород в основании склона. По возможности маршрут продолжался на противоположный берег р. Москвы — площадки подсыпанной поймы под Лужниками, I надпойменной террасы (НПТ) либо по Воробьевской и Андреевской набережным вдоль уреза р. Москвы с фиксацией опасных экзогенных процессов и инженерных решений, призванных обеспечить стабильность дневной поверхности и сохранность рекреационной зоны города. Обращалось внимание на геоморфологическую позицию памятников архитектуры и на проявления современных рельефообразующих процессов в состоянии мостовых и сооружений (скопления трещин, просадки и т.п.). Эта специфика проявления геоморфологических процессов в городских условиях учитывалась на протяжении всей практики. Вечером дистанционно студентам читалась лекция о геологическом строении, рельефе, рельефообразующих процессах и факторах

рельефообразования на территории практики (Москва и ее окрестности).

Во второй день проводился обзорный маршрут на территорию, где сочетаются ярко выраженные формы рельефа (речные долины, малые эрозионные формы (МЭФ), склоновые формы и процессы и т.д.) и объекты культурного наследия с характерной геоморфологической позицией. В основном обзорный маршрут проводился в районе МГОМЗ «Коломенское», иногда — на территории Ново-Иерусалимского монастыря в г. Истра или в Егановском карьере (окрестности пос. Володарского), в котором вскрываются меловые пески и глины. Выбор участка зависел от возможности использования автобуса (эта возможность была не во все смены практики) и от предпочтений преподавателей. Возможность использовать автобус иногда влияла на последовательность обзорных маршрутов в первые два дня. В конце второго дня студентам раздавались и объяснялись индивидуальные задания в Отчет, ставились задачи на самостоятельные маршруты.

Третий день — день самостоятельного картографирования и профилирования. Участок самостоятельного картографирования выбирался на территории «Старой» Москвы (парки, скверы и т.п.), где в силу малой застроенности, относительно хорошо сохранился «природный» рельеф — ледниковые и водно-ледниковые формы междуречий, флювиальный комплекс, а также можно было зафиксировать «свежие» проявления современных геоморфологических процессов — склоновых, эрозионных, суффозионных и других. Такими территориями стали ландшафтный парк «Крылатские холмы» и Парк 50-летия Октября (ЗАО г. Москвы), «Парк Яуза» (СВАО г. Москвы)

и др. В первые два часа со студентами работали преподаватели, показывая принципы геоморфологического картографирования и профилирования. Далее группа разбивалась на подбригады из 3-4 человека. За каждой из них закреплялся свой фрагмент общей площади участка. Подбригада фиксировала в полевых дневниках свои наблюдения, делала зарисовки характерных форм и встреченных разрезов горных пород, схематические профили форм и комплексов рельефа, вела фотофиксацию. Вечером третьего дня преподаватели производили приемку полевых материалов бригад, вносили необходимые уточнения на карту и профили.

Четвертый день был отведен под дистанционную работу преподавателей и студентов в системе ZOOM и составление студентами Отчета. Как отмечалось, Отчет составлялся в форме презентации, где каждый студент готовил от 1 до 3 слайдов по заданным разделам (плюс фотографии характерных форм, разрезов, проявлений современных процессов, геоморфологической позиции памятников и сооружений). В формате презентации преподаватели успевали (в условиях жесткого цейтнота) проверить и исправить отчетные материалы. Вечером, когда Отчет был готов, студенты защищали Отчёт и сдавали зачет по практике (нередко оценки были очевидны уже до этого момента: учитывались работа студентов в обзорных и самостоятельных маршрутах, ведение полевого дневника, качество отчетных материалов, отношение их к работе и выполнение техники безопасности).

Структура Отчета в общем виде была следующая:

1. Введение (в т.ч. методические принципы практики) и карта фактического материала.

2. Геологическое строение района практики (тектоническое положение; стратиграфия верхних коренных; четвертичные); по возможности — зарисовки и фото разрезов.

3. Общее геоморфологическое положение района практики (в т.ч. орогидрография, общий характер рельефа, краткая характеристика генетических комплексов); по возможности — профили МЭФ, зарисовки и фотографии форм рельефа.

4. Общая геоморфологическая карта (с показом опасных геоморфологических процессов). Пояснительная записка к карте. Легенда составлена по хроно-морфогенетическому принципу, аналитическая, масштаба 1:10 000. На карту наносились также опасные современные геоморфологические процессы.

5. «Геолого»-геоморфологический профиль (гипсометрия, трансекты, описывающие дочетвертичные и четвертичные толщи отложений с различной степенью детальности, редкие разрезы, подписи форм и эле-

ментов рельефа с их возрастом, опасные современные процессы).

6. Геолого-геоморфологические ресурсы и опасности (по участку самостоятельного картографирования). Рассматривались земельные, минеральные, водные, рекреационно-геоморфологические ресурсы. Основные опасные и неблагоприятные современные геоморфологические и квази-геоморфологические процессы — регрессивная и боковая эрозия, оползни, реже обвально-осыпные, суффозия (реже карст), заболачивание и подтопление, активный делювиальный смыв.

При проведении практики использовались результаты научных исследований сотрудников кафедры на территории Новой и «Старой» Москвы — изучения её рельефа и субрельефа. Работы частично выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И СОДЕРЖАНИЕ МАЛОЙ ПОДМОСКОВНОЙ ГЕОГРАФО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ

Бредихин А.В., Болысов С.И., Фузеина Ю.Н., Еременко Е.А., Беляев В.Р., Держач А.А., Матлахова Е.Ю., Мысливец В.И., Шеремецкая Е.Д., Дорошенко М.М.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru

Аннотация. Статья посвящена первому опыту внедрения новой образовательной формы — «малой» (двухдневной) учебной географо-геоморфологической Подмосковной практики на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ. Изложены цели и задачи, методические принципы и структура новой практики. Кроме того, анализируется собранный за первые 5 лет проведения практики фактический материал по тенденциям в геоморфологической позиции объектов культурного наследия Московского региона (52 объекта в Московской и сопредельных областях — храмы, кремли, монастыри, усадьбы и др.).

Ключевые слова: геоморфология, географо-геоморфологическая практика, геоморфологическая позиция, объекты культурного наследия, методика

Введение. На кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ с 2015 г. введена в учебный план кафедры новая форма учебной работы — обязательная учебная, так называемая «малая» географо-геоморфологическая Подмосковная практика. Она входит теперь как неотъемлемая составляющая базового кафедрального курса «Введение в методику геоморфологических исследований». Опыт подобной практики (но экономико-географической) был на кафедре экономической и социальной географии географического факультета МГУ, и этот опыт был использован при организации первых практик (с уточнением ее целей и содержания под тематику кафедры геоморфологии и палеогеографии). В течение учебного года для студентов 2 курса проводится две таких практики — по одной в осенний и весенний семестр. Практике исполнилось 5 лет, и проведено к настоящему моменту 9 малых практик (10-я перенесена из-за эпидемиологической обстановки).

Методологические основы малой практики. Фундаментальной методологической основой практики является следование ключевой концепции географической науки — представлениям о единой географии, которые развивались на протяжении последних двух столетий (К. Риттер, Э. Реклю, Д.Н. Анучин, Н.Н. Баранский, К.К. Марков, И.П. Герасимов, Ю.Г. Саушкин, А.Г. Исаченко, В.А. Анучин и др.). Исходя из того, что бакалавры направления «география», по которому обучаются студенты кафедры геоморфологии и палеогеографии, получают диплом «географа»,

практика ориентирована на получение студентами цельного географического образа территорий Московского региона: его природных условий, особенностей расселения и хозяйства, объектов природного и культурного наследия. Особое внимание уделяется геолого-геоморфологическому строению территории с акцентом на взаимосвязи морфолитогенной основы природно-территориальных комплексов (ПТК) и других их компонентов, а также на взаимовлиянии этой основы и человеческой деятельности (в частности — на влияние рельефа на структуру землепользования). Методологической основой геоморфологического содержания практики являются концепции И.С. Щукина о морфологических ландшафтах и Ю.Г. Симонова о региональном геоморфологическом анализе.

Цели и задачи практики. При введении в учебный план малой практики рассматривались (и рассматриваются) следующие ее **цели:** 1) изучение природных условий, структуры и истории расселения и хозяйства Московского региона, его природного и культурного наследия, создание у студентов образа данной территории; 2) изучение геолого-геоморфологического строения центра Восточно-Европейской равнины, влияния морфолитогенной основы ее ПТК на структуру землепользования; 3) освоение студентами методики проведения мелкомасштабной геоморфологической съемки и знакомство с методикой краеведческих исследований.

В соответствии с поставленными целями в ходе малых практик студенты решают такие **задачи:** 1) Изучение общегеографиче-

ских и тематических карт на территорию по выбранному маршруту; 2) фиксация наблюдений в полевых дневниках по маршруту и сведений о территориях вдоль маршрута, сообщаемых преподавателями (в автобусе), фотофиксация, составление линейных схем по маршруту («линейное картографирование»); 3) описание ключевых точек наблюдения в полевых дневниках (под руководством преподавателей), составление схематических профилей, плановых и панорамных зарисовок характерных элементов, форм и комплексов рельефа, геоморфологической позиции объектов культурного наследия и инженерных сооружений, разрезов коренных и четвертичных отложений (обнажения, карьеры), фотофиксация в ключевых точках; 4) на ключевых точках и затем в камеральных условиях — знакомство с имеющимися материалами по этим точкам и прилегающим территориям, знакомство с литературой по обследованной территории в камеральных условиях после полевого маршрута; 5) написание бригадного Отчета о малой практике и защита Отчета на семинаре по курсу «Введение в методику геоморфологических исследований» и на заседании кафедры.

Методические основы, содержание и структура практики. Малая практика представляет собой двухдневный автобусный маршрут по одному из «радиусов» от Москвы по территории Подмосковья — Московской области и соседних с ней областей. Маршруты для них выбираются в каждом семестре по принципу «противоположных» (север — юг, север-северо-восток — юг-юго-запад и т.д.). Линия маршрута выбирается таким образом, чтобы, во-первых, охватить по возможности обширные территории не только в Московской, но и в сопредель-

ных областях, во-вторых, — чтобы ознакомиться с несколькими геоморфологическими районами. Поскольку в Подмосковье доминирует на междуречных пространствах ледниковый и водно-ледниковый рельеф средне- и позднеплейстоценового — соответственно московского и валдайского возраста (а в южной части — эрозионный рельеф как результат переработки более древнего моренного рельефа днепровского возраста), — то маршруты, как правило, пересекают эти разные по возрасту (и соответственно — по особенностям морфологии) области, что позволяет студентам в сжатые сроки увидеть различия в рельефе этих территорий. Обычно маршрут имеет параболическую в плане форму: путь из Москвы и обратно проходит по разным радиально расходящимся из Москвы основным магистралям. Переезд с одной магистрали на другую происходит либо по одному из подмосковных «колец» — «среднего» (Кубинка — Шишкин Лес и т.д.) или «большого» (Балабаново — Серпухов и т.д.) либо за «большим» кольцом по серии местных трасс. Протяженность маршрута в одну сторону — от 100 до 150-180 км. Выбранные генеральные линии маршрута осложняются сравнительно короткими (от 10 до 30 км) ответвлениями. Они приводят участников практики к ключевым точкам (помимо подходящих точек вдоль основной линии маршрута) — либо к особо характерным формам рельефа (нередко — к карьерам, где вскрывается геологическое строение формы или комплекса рельефа), либо к выдающимся объектам культурного наследия (древние храмы и монастыри, усадьбы великих представителей отечественного искусства, литературы и науки, например — усадьба Л.Н. Толстого в Ясной Поляне, А.А. Блока

в Шахматове, А.С. Грибоедова в Хмели-те, П.И. Чайковского в Клину, И.И. Левитана в Плесе и т.д.), иногда — к крупным или редким инженерным сооружениям (плотины, гидроэлектростанции, каскады прудов и т.п.). Обязательны к посещению, конечно, и крупнейшие города по пути следования, в первую очередь — областные центры, практически все обладающие богатой историей и историко-архитектурными памятниками и музеями. В усадьбах и/или музеях заказывается (заранее) и организуется экскурсия (как правило, по одной экскурсии в каждый из двух дней). Место ночевки выбирается близко к наиболее дальнему пункту маршрута таким образом, чтобы утром следующего дня можно было совершить короткий пеший маршрут к какому-либо примечательному объекту — яркому геоморфологическому комплексу (устье реки, комплекс реликтовых дюн, плотина водохранилища и т.п.) или историко-архитектурному ансамблю. Для объектов культурного наследия и населенных пунктов в целом обязательно оценивается геоморфологическая позиция, обсуждается выбор геоморфологического положения. Описание точек наблюдения (с составлением профилей и зарисовок, фотографированием) обычно занимает от 20 минут до 1 часа. За два рабочих дня таких ключевых точек набирается от 7 до 15, чаще всего 10-12. Финансирование малой практики обеспечивается кафедрой (обычно из внебюджетных средств кафедры), за исключением оплаты питания. Малая практика является обязательной для студентов 2 курса кафедры, по желанию в ней могут участвовать также студенты старших курсов бакалавриата и магистратуры и аспиранты. При этом все студенты (и второкурсники, и старшекурсники) фиксируют свои

полевые наблюдения в полевых дневниках. Организацию и проведение малой практики обеспечивает коллектив преподавателей (включая и научных сотрудников) кафедры. При этом отрезки маршрута и ключевые точки заблаговременно «распределяются» между преподавателями, которые поочередно курируют работу студентов. Преподаватели подбирают литературные и картографические материалы по соответствующему фрагменту практики, знакомя с ними студентов во время следования и на ключевых точках. При этом материалы готовятся не только по геолого-геоморфологическому строению, но и по ПТК в целом, по населению и хозяйству районов и населенных пунктов, по объектам культурного наследия, по биографии и творчеству выдающихся деятелей науки и культуры, жизнь и деятельность которых связана с соответствующей территорией. К концу второго рабочего дня студентам 2 курса дается план Отчета о практике, и студенты распределяют между собой разделы Отчета. На следующей после маршрута учебной неделе, на семинаре по курсу «Введение в методику геоморфологических исследований» студенты занимаются составлением Отчета, завершая свои разделы в течение одной-двух недель во время самостоятельной работы. Курируют разделы преподаватели, участвовавшие в проведении малой практики. Когда Отчет готов, на семинаре по тому же курсу происходит защита Отчета перед кафедральной комиссией из преподавателей — участников практики. Каждый из студентов 2 курса делает краткое сообщение с презентацией по своему разделу, после чего ему задаются вопросы и дается комментарий преподавателями. Далее на заседании кафедры представитель группы 2 курса делает сообщение с презен-

тацией по прошедшей практике на 10-15 минут.

Обязательно составляются карта фактического материала и мелкомасштабная общая геоморфологическая карта по хрономорфогенетическому принципу.

По итогам осенней малой практики составляется пространный подробный отчет (осенний семестр более продолжительный), по итогам весенней — краткий отчет (по 1-2 стр. на пункт и обязательные две карты). Текст отчета дополняется зарисовками из полевых дневников (профили, плановые и панорамные зарисовки) и фотографиями характерных форм рельефа, проявлений рельефообразующих процессов, геоморфологической позиции объектов культурного наследия, а также заимствованными из литературы необходимыми картами, схемами и другими иллюстрациями (с соответствующими ссылками).

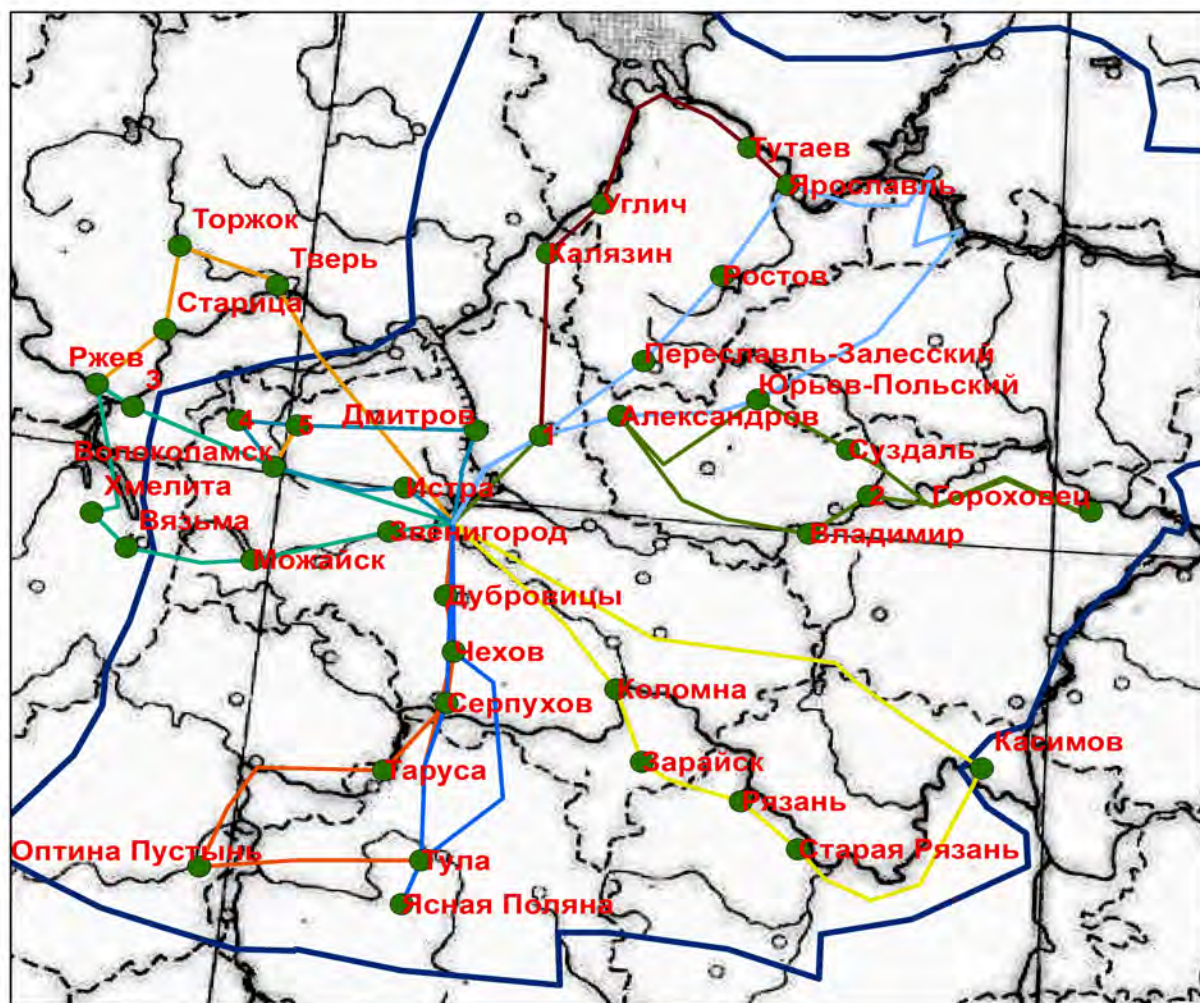
По малой практике проводится промежуточная аттестация студентов 2 курса (в обоих семестрах), которая учитывается при итоговой оценке по курсу «Введение в методику геоморфологических исследований».

Нельзя не отметить, что после первых двух лет проведения малая практика кафедры геоморфологии и палеогеографии заинтересовала представителей других кафедр географического факультета МГУ, и в последующих практиках участвовали студенты 2 курса кафедры экономической и социальной географии России, а в последние два года обязательным стало участие в практике студентов 2 курса и преподавателей кафедры криолитологии и гляциологии (по инициативе руководства этой кафедры), при этом студенты-криолитологи и гляциологи участвуют в составлении Отчета, давая описание сюжетов, связанных с сезонной или

реликтовой многолетней мерзлотой.

Результаты 5 лет проведения малых практик. Как отмечалось, малые практики проводятся с осени 2015 года. К настоящему моменту проведено 9 «малых практик»: 17-18 октября 2015 (Москва — Переславль-Залесский — Ростов — Ярославль — Тутаев — Углич — Калязин — Москва), 2-3 апреля 2016 (Москва — Дубровицы — Тула — Страхово — Козельск — Шамордино — Калуга — Таруса — Серпухов — Москва), 16-17 октября 2016 (Москва — Истра — Ярополец — Старица — Тверь — Торжок — Москва), 25-26 марта 2017 (Москва — Коломна — Зарайск — Рязань — Спасск-Рязанский — Касимов — Гусь-Железный — Ерохино — Москва), 7-8 октября 2017 (Москва — Александров — Юрьев-Польский — Суздаль — Владимир — Вязники — Городец — Боголюбово — Москва), 31 марта — 1 апреля 2018 (Москва — Звенигород — Красновидово — Можайск — Вязьма — Хмелита — Ржев — Зубцов — Москва), 13-14 октября 2018 (Москва — Истра — Волоколамск — Ярополец — Клин — Шахматово — Дмитров — Москва), 30-31 марта 2019 (Москва — Чехов — Кашира — Венев — Тула — Ясная Поляна — Серпухов — Москва), 28-29 сентября 2019 (Москва — Сергиев Посад — Переславль-Залесский — Ростов — Ярославль — Кострома — Плес — Иваново — Юрьев-Польский — Москва). Видно, что маршрутами «малых практик» охвачена почти вся Московская и значительная часть близлежащих областей (рис. 1). Посещено довольно много историко-культурных памятников в разных городах и селах, что предоставляет обширный материал для анализа их геоморфологических

Карта фактического материала по "малым практикам"



90 км

Условные обозначения

Маршруты

- 17-18.10.2015
- 2-3.04.2016
- 16-17.10.2016
- 25-26.03.2017
- 7-8.10.2017
- 31.03.-1.04.2018
- 13-14.10.2018
- 30-31.03.2019
- 28-29.09.2019

Населенные пункты, посещенные в ходе "малых практик"

- Посещенные населенные пункты

Прочее

- Граница Московской губернии на 1745 год

Населенные пункты, отмеченные цифрами:

- 1 - Сергиев-Посад
- 2 - Боголюбово
- 3 - Зубцов
- 4 - Ярополец
- 5 - Теряево

Рисунок 1. Сводная карта фактического материала по «малым практикам»

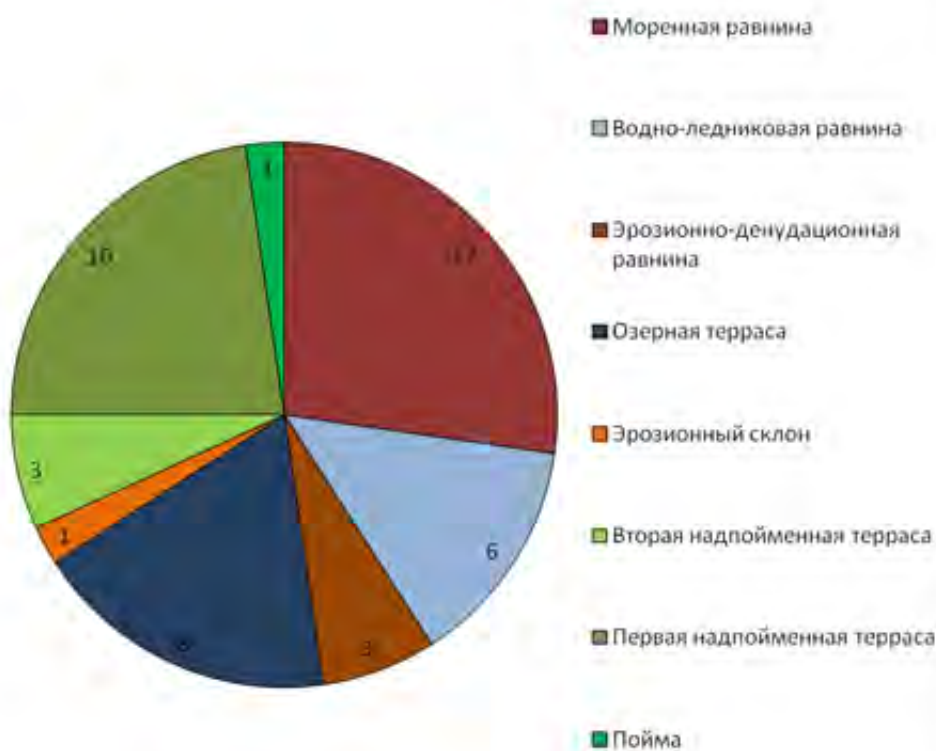


Рисунок 2. Распределение положения памятников на генетических типах рельефа и формах по генезису в Минско-Московской области

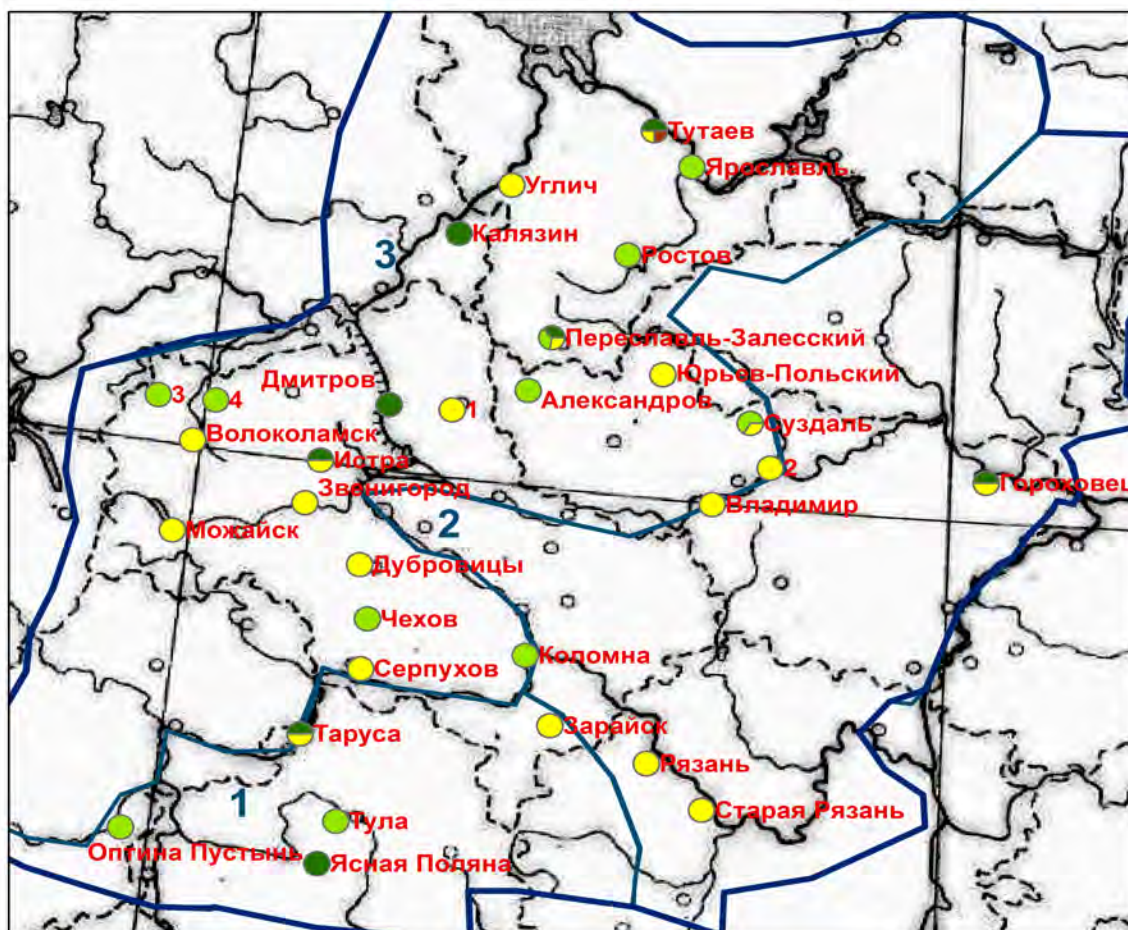
позиций. При этом подразумевается как положение объектов культурного наследия в пределах определенных геоморфологических районов (в мелком масштабе), так и на конкретных формах и элементах рельефа (в детальном масштабе, например, для Минско-Московской геоморфологической области — рис. 2). Кроме того, выделяются типы их геоморфологических позиций по отношению к окружающим формам и комплексам, существенно влиявших на выбор места для этих объектов их создателями с учетом как характера рельефа, так и функций объектов (оборонительные, культовые и т.д.): 1. **Свободные** (на ровной поверхности, не подчинены рельефу, «свободные» от ограничений, накладываемых окружающим рельефом); 2. **Полусвободные** (одной стороной обращены к уступу, реке, ее пойме или озеру, в остальном же на ровной местности,

как и в случае свободного типа); 3. **Мысовые** (с трех сторон ограничены уступами, оврагами, речными долинами либо иными формами); 4. **Склоновые** (рис. 3).

Проведенный анализ геоморфологического положения обследованных за 5 лет объектов культурного наследия (52 историко-архитектурных памятника в границах Московской губернии на середину XVIII века — храмы, кремли, монастыри, усадьбы и др.) позволил сделать уже некоторые выводы.

1. Выявлена неоднородность распространения тех или иных геоморфологических позиций по геоморфологическим областям. В Минско-Московской геоморфологической области (здесь и далее — схема районирования по: «Геоморфологическое районирование...», 1980) встречается расположение на моренных и водно-ледни-

Тип геоморфологической позиции памятников



90 км

Условные обозначения

Населенные пункты и типы геоморфологических позиций в них



- Свободный
- Полусвободный
- Мысовой
- Склоновый

Геоморфологические области

Границы геоморфологических областей

Геоморфологические области, обозначенные цифрами:

- 1 - Среднерусская
- 2 - Волжско-Окско-Донская
- 3 - Минско-Московская

Прочее

Граница Московской губернии на 1745 год

Населенные пункты, обозначенные цифрами:

- 1 - Сергиев Посад
- 2 - Боголюбово
- 3 - Ярополец
- 4 - Теряево

Рисунок 3. Распространение типов геоморфологических позиций

ковых равнинах и по границе области — на эрозионно-денудационных равнинах. В Среднерусской области встречается положение на эрозионно-денудационных равнинах, но не встречается на моренных и водно-ледниковых. Это обусловлено тем, что Минско-Московскую область затронуло московское оледенение, а Среднерусскую — нет.

2. Наиболее распространено мысовое расположение памятников. Обычно историко-культурные памятники связаны со старыми русскими городами, которым мысовое положение давало преимущества в обороне. Кроме того мысовое расположение способствовало большей эстетичности их расположения и иногда позволяло служить историко-культурным памятникам своеобразными «маяками». В Волжско-Окско-Донской области мысовые позиции составляют 75% от всех, а в Среднерусской и Минско-Московской 25% и 45% соответственно. Такая высокая доля в Волжско-Окско-Донской области связана с преобладанием в ней старых русских городов, для которых свойственен мысовой тип из-за оборонительных преимуществ, и с тяготением городов к крупным долинам с большим числом притоков. Памятников в полусвободной позиции в Минско-Московской области 30% (13 памятников), в Среднерусской — 50% (2 памятника), в Волжско-Окско-Донской — нет. Памятников в свободной позиции в Минско-Московской области 23% (10 памятников), в Среднерусской и Волжско-Окско-Донской по 25% (по 1 памятнику). Единственный памятник в склоновой позиции расположен в Тутаеве. Геоморфологическая позиция могла иногда меняться с течением времени с последующим изменением современных

процессов, влияющих на памятники.

3. Мысовые позиции чаще всего расположены в узлах слияния двух рек (8 памятников) или при наличии реки и малой эрозионной формы (8 памятников). Реже они связаны с крутыми излучинами рек (4 памятника). Иные случаи единичны. Полусвободная позиция чаще всего связана с расположением у эрозионного склона на прямолинейном участке долины (12 памятников), реже у озерно-абразионных склонов (3 памятника), иные случаи единичны. Свободные позиции весьма разнообразны, чаще всего встречались ровные поверхности озерных террас (3 памятника), на наклонных моренных равнинах (2 памятника) и ровной поверхности надпойменных террас (3 памятника), остальные случаи единичны.

4. Наиболее часто историко-культурные памятники приурочены к надпойменным террасам, в особенности первой, благодаря оптимальному соотношению близости к воде, застрахованности от затопления и преимуществ в обороне. На участках суженных долин и невыраженных террас историко-культурные памятники тяготеют к бровкам междуречий. В Минско-Московской области на первой надпойменной террасе размещено 23% (9 памятников), в Среднерусской — 25% (1 памятник), в Волжско-Окско-Донской — нет. На второй надпойменной террасе в Минско-Московской области размещено 7% (3 памятника), в Среднерусской области — нет, в Волжско-Окско-Донской — 50% (2 памятника). Неудобные пойменные и склоновые геоморфологические позиции встречаются редко и объясняются индивидуально и во всех рассмотренных случаях связаны с объектами

религиозного назначения.

5. Частичное усиление оборонных свойств рельефа на участках, наименее защищенных, в ряде случаев требовало возведения антропогенных форм фортификационного назначения, в первую очередь — рвов и валов. «Неудобные» позиции в рельефе иногда вызывали необходимость создания дополнительных антропогенных форм. Так, в случае храма Покрова на Нерли был создан насыпной холм для защиты от затопления. Оборонительные валы сильно разнятся по форме в плане и общей длине (до первых км), но их высота и ширина по гребню и основанию колеблются мало. У древних городищ в мысовой позиции напольная сторона вала выше прибрежной. Валы и насыпные холмы хорошо сохраняются в рельефе, если не вовлекаются в зону действия овражной эрозии или иных разрушительных процессов. Рвы сохраняются плохо из-за зарастания и заболачивания.

Как видим, регулярная учебная практика (даже «малая») позволяет набирать материал и для научных исследований (при активном участии студентов). На основе собранного на малых практиках фактического материала уже защищена дипломная бакалаврская работа. Нет сомнений, что еще не в одной курсовой, дипломной бакалаврской или магистерской работе (а возможно и в кандидатских диссертациях) будут использоваться данные, собранные на малых практиках. Заметим, что представленные сведения и выявленные закономерности могут использоваться для обеспечения совершенствования рекреационно-туристической деятельности в Московском регионе.

Пятилетний опыт проведения первых малых учебных практик самих авторов вполне убедил не только в полезности, но и, пожалуй, в необходимости этой

инновационной образовательной формы. Малые практики позволяют студентам существенно расширить свой общегеографический и геоморфологический кругозор, освоить навыки мелкомасштабных геоморфологических и краеведческих исследований, получить образы территорий Центра Восточно-Европейской равнины. Немаловажной является и возможность совместной квази-экспедиционной работы студентов и сотрудников кафедры геоморфологии и палеогеографии, позволяющей непосредственно передавать преподавателям опыт исследований студентам и аспирантам. Кафедра намерена развивать это направление обучения и совершенствовать методику проведения малых практик.

Авторы выражают глубокую благодарность доценту кафедры экономической и социальной географии России С.Г. Сафронову за неоценимую помощь в организации и проведении первых малых практик. Авторы благодарят учебно-методическую комиссию и Ученый совет географического факультета МГУ за предоставленную возможность ввести малую практику в учебный план кафедры, а также всех студентов 2-х курсов кафедры последних лет за участие в сборе фактического материала, использованного в статье. Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Учеб. пособие для студентов географ. специальностей вузов / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др. — М.: Высшая школа, 1980. — 343 с.

О КУРСЕ «ГЕОМОРФОЛОГИЯ» НА ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ФАКУЛЬТЕТЕ МГУ

Макарова Н.В., Суханова Т.В.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
makarovanat@yandex.ru*

Аннотация. Цель курса — получение знаний о рельефе, законах его развития, методах изучения для решения различных теоретических и прикладных задач, использования рельефа в практической деятельности человека. Основные задачи — выявление по рельефу геологической структуры и процессов, ее создающих и изменяющих, определение морфологии, генезиса, возраста рельефа и его современного состояния. Важнейшей задачей было показать значение рельефа в геологических исследованиях и изысканиях. Рельеф рассматривается в связи с отложениями, на которых он выработан, или которыми сложен, а также как формы и связанные с ними коррелятные отложения, вмещающие многие виды полезных ископаемых. Рассматриваются основные генетические типы рельефа и влияние различных факторов — климата, новейшей тектоники, вещественного состава пород, деятельности человека — на их образование и современное состояние. Последовательность рассмотрения рельефа от ледникового к морскому показывает неразрывную связь всех типов рельефа друг с другом в непрерывном процессе преобразования поверхности Земли. Отмечается важное свойство рельефа — цикличность его развития. В связи с этим рассматриваются различные типы поверхностей выравнивания, возраст рельефа, палеорельеф. Кратко рассматривается строение основных крупных форм рельефа — платформенных равнин, орогенов, переходных зон от континентов к океану и океанического дна. Дается комплекс геоморфологических признаков развития новейших складчатых и разрывных деформаций. Используются различные топографические, геоморфологические карты, аэро- и космоснимки. Лекции и практические занятия сопровождаются презентациями. В целом Курс «Геоморфология» рассматривается как основа для специальных практических исследований.

Ключевые слова: эндогенные и экзогенные формы рельефа, новейшие структуры, климат, цикличность развития, возраст, равнины, орогены

Курс «Геоморфология» преподается студентам второго курса геологического факультета, проходящим обучение по направлениям Инженерная геология, Гидрогеология, Геокриология, Экологическая геология, Геология и геохимия горючих ископаемых. Студенты к этому времени имеют некоторый опыт знакомства с рельефом из курса «Общей геологии», читаемого в первом и втором семестрах, и прохождения геологической практики в Крыму. Объем курса

- 26 часов лекционных и 26 часов практических, помимо часов, выделенных на самостоятельную работу обучающихся.

В начале курса рассматриваются основные процессы и факторы рельефообразования, зависимость форм рельефа от вещественного состава, залегания и возраста горных пород и образуемых ими структур. Определяются условия выражения древних и новейших структур в рельефе.

При характеристике каждого генетиче-

ского типа рельефа обращается внимание на необходимость выявления и учета трех составляющих факторов его формирования, от которых зависят особенности его развития и морфологии: климатических условий, геологической структуры и новейших тектонических движений, а в ряде случаев и техногенного фактора. Рельеф рассматривается в связи с отложениями, на которых он выработан или которыми сложен, а также как вмещающие формы многих видов полезных ископаемых. Последовательность рассмотрения различных типов рельефа представлена таким образом, чтобы показать их неразрывную связь друг с другом в непрерывном процессе преобразования поверхности Земли.

Из генетических типов наиболее подробно рассматривается флювиальный рельеф, а в нем — формирование речных долин, поскольку последние являются одними из главных форм рельефа Земли, вдоль которых осуществляется глобальный транзит не только минерального вещества и энергии, но и передвижения человечества; они являются вместилищем пресной воды, различных видов полезных ископаемых, поставщиком гидроэнергии, объектом судоходства; террасы служат основанием для строительства гражданских и промышленных объектов, и т. д. Объясняется суть эрозионно-аккумулятивного цикла, состоящего из последовательно сменяющихся стадий, в течение которых формируется долина реки, русло, тальвег, пойма, различные типы цикловых и локальных террас и слагающий их аллювий. В теме, посвященной карстовым формам рельефа, наряду с известными процессами и формами, показывается значительная, большей частью, негативная, роль суффозии в развитии форм покрыто-

го карста, а также в нарушении устойчивости песчаных массивов, и роль техногенного фактора в их развитии. В заключение показывается влияние планетарных климатических условий на пространственное распределение экзогенного рельефа на поверхности Земли.

Одновременно с характеристикой каждого генетического типа рельефа характеризуются связанные с ним генетические типы четвертичных отложений.

Отдельная тема посвящена возрасту и эволюции рельефа. Обращается внимание на одно из основных свойств рельефа — цикличность его развития как в целом, так и отдельных его форм. В связи с этим значительное внимание уделено поверхностям выравнивания разных типов и рангов, их образованию и роли в строении современного рельефа. Фрагменты поверхностей выравнивания широко развиты в горных и равнинных областях, являясь практически повсеместными их формами. Особое внимание обращено на роль поверхностей выравнивания как репера, с помощью которого анализируются и характеризуются новейшие тектонические движения и деформации земной коры, создающие основные эндогенные формы современного рельефа — поднятия и впадины. Кратко освещается вопрос о денудационном срезе рельефа, т.к. его глубина нередко является важной характеристикой для определения источников, путей сноса и возраста отложений, которые могут содержать россыпи различных полезных минералов. Отдельной темой являются реликтовые формы рельефа предшествующих циклов, находящиеся в погребенном состоянии. Со многими из этих форм связаны месторождения нефти и газа как в континентальных, так и морских условиях, а также

других полезных ископаемых. Конкретное знание погребенного рельефа необходимо также при инженерно-геологических изысканиях для правильной оценки свойств массивов, являющихся основанием строительства всех гражданских и промышленных объектов, особенно опасных (атомных станций и др.), вместилищем закачиваемых вредных отходов, при прохождении различного рода горных выработок и решения других прикладных задач.

После рассмотрения основных генетических типов рельефа рассматриваются общие черты строения рельефа Земли — континентов, платформенных (равнинных) и орогенных (горных) областей. Отмечается различие рельефа орогенов, формирующихся в условиях тектонических напряжений сжатия (коллизийных, субдукционных) и растяжения (рифтогенных). Характеризуется рельеф океанских впадин, переходных зон, и особенно шельфа, в пределы которого уже давно перемещается разведка и добыча полезных ископаемых.

Последняя тема посвящена использованию геоморфологических методов при составлении карт разного назначения.

При характеристике рельефа приводятся примеры, характерные как для территории России, так и зарубежных стран.

На практических занятиях темы подбираются таким образом, чтобы можно было использовать знание рельефа в практике производственных работ. Это выражение в рельефе древних и новейших деформаций; изучение форм рельефа, обусловленных климатом, многие из которых используются при выделении развивающихся структур в различных климатических зонах; изучение рельефа зоны тундры, где находятся известные месторождения нефти и газа; изучение

ледникового рельефа, особенно равнинного, на котором сосредоточено большинство городов и поселков; строение речной долины с дешифрированием террас и поймы, с показом слагающих их фаций аллювия; строение растущего молодого поднятия в пределах впадины, которое может влиять на гидрогеологию, создавать сложности при закачке вредных отходов, содержать месторождение нефти и газа и др. Одно из последних занятий посвящено изучению комплекса геоморфологических признаков развития и проявления в рельефе новейших, в том числе четвертичных структур, развивающихся в настоящее время, складчатых и разрывных структур (деформаций), знание которых необходимо учитывать при хозяйственном освоении различных территорий — строительстве всех гражданских и технических объектов (выборе площадок под АЭС, прокладке газо- и нефтепроводов, закачке химических и радиоактивных отходов, эксплуатации месторождений полезных ископаемых и многих др.).

Студентам направления «Геология и геохимия горючих ископаемых», помимо данных о строении и составе генетических типов четвертичных отложений, связанных с различными типами рельефа, которые даются на каждом занятии, представлена схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Европейской России и Западной Сибири.

Заключительной работой является составление геоморфологической карты района долины реки и ее притоков.

В процессе преподавания курса по всем главным темам, имеющим особое значение для практических целей всех специальностей, проводятся контрольные работы: климатические зональные формы рельефа в

разных ландшафтных зонах, строение речных долин и формирование разных типов террас, проверяются знания погребенных форм рельефа, генетических типов рельефа шельфа, геоморфологических признаков современного развития складчатых и разрывных деформаций.

В конце семестра студенты всех направлений сдают экзамен.

Рекомендуемая литература к курсу «Геоморфология»:

Обязательная.

Макарова, Н.В. Суханова, Т.В. Геоморфология: учебное пособие / отв. редакто-

ры В.И. Макаров, Н.В. Короновский. 2-е издание. – М.: Книжный дом университета, 2009. – 414 с.

Костенко, Н.П. Макарова, Н.В. Корчуганова, Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 118 с.

Дополнительная.

Рычагов, Г.И. Геоморфология. Учебник для академических бакалавров – М.: Юрайт, 2018. – 396 с.

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ В УДМУРТСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ

Сергеев А.В.^{1,2}

¹Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия

²Институт нефти и газа имени М.С. Гущериева, Ижевск, Россия, cylph@rambler.ru

Аннотация. Цель публикации — изложить проблемы обучения и применения геоморфологии в строительной и нефтедобывающей отраслях Удмуртии. На основе личного опыта преподавания геоморфологии, использования геоморфологических методов в инженерно-геологических, инженерно-экологических изысканиях, в проектировании и геологоразведке формулируются возникшие проблемы; озвучены пути их решения и актуальность дальнейшего развития прикладных аспектов геоморфологии, начиная с ВУЗа.

Ключевые слова: инженерная геоморфология, поисковая геоморфология, геоморфологические методы исследования

В течение последних десятилетий наука в нашей стране вынуждена выживать собственными силами, а именно за счет выполнения хозяйственных работ и грантов, либо на личные средства сотрудников, которые имеют возможность заработать за пределами ВУЗа. В этой связи усиливается роль прикладных направлений многих дисциплин, в т.ч. геоморфологии. Несмотря на вынужденный характер этой тенденции, она оказывает положительное влияние на разви-

тие самой науки.

Геоморфология как учебная дисциплина преподается в Удмуртском госуниверситете (УдГУ) в двух институтах — Институте естественных наук и в Институте нефти и газа им. М.С. Гущериева. Первый из них, созданный недавно путем слияния биолого-химического и географического факультетов, ведет подготовку бакалавров по направлению «География» и магистров по программе «Прикладная география». Вто-

рой из них, сформированный на базе нефтяного факультета, осуществляет подготовку горных инженеров по специальности «Прикладная геология» (специализация «Геология нефти и газа»). В обоих случаях учебными планами предусмотрено изучение общей геоморфологии, однако специфика направлений подготовки обусловили ведение разных прикладных аспектов этой дисциплины.

Более длительной историей, основательностью преподавания геоморфологии и глубиной научных исследований отличаются географы УдГУ. Это связано с тем, что преподавательский состав кафедры географии «вырос» из казанской школы геоморфологии — одной из сильнейших в стране. По этой причине многие преподаватели имеют ученую степень по профилю «Геоморфология и эволюционная география», богатый опыт научных геоморфологических исследований и производственных работ, главным образом, в составе геологических партий. Подготовка географов ведется уже около 50 лет, что позволило «отшлифовать» методику преподавания геоморфологии практически «до блеска».

Традиционными направлениями исследований являются структурная и климатическая геоморфология, экзогенные геоморфологические процессы, особенно, плоскостной смыв, овражная эрозия, береговые процессы в руслах рек и на водохранилищах (оползни, абразия, осыпание), эрозионно-аккумулятивные процессы на пойме и в балках. Наиболее заметный вклад в развитие геоморфологии в Удмуртии внесли именно геоморфологи-практики Г.П. Бутаков, А.Г. Илларионов, И.Е. Егоров, И.И. Рысин. Однако пик их творчества пришелся на довольно благоприятные для

науки советские годы. В настоящее же время ситуация с наукой в ВУЗах и на производстве существенно изменилась. В условиях острого финансового дефицита молодому поколению географов необходимо жестко, даже агрессивно внедрять геоморфологические методы исследования в производство. Для этого нужно повысить конкурентоспособность выпускников при их трудоустройстве. Отсюда вытекает важность изменения традиционного преподавания геоморфологии в сторону усиления ее прикладных аспектов.

Учитывая уже довольно обширный теоретический и практический опыт в области геоморфологии у географов УдГУ, наиболее перспективным прикладным направлением представляется инженерная геоморфология. Многие выпускники трудоустраиваются в инженерно-геологические и проектные изыскательские организации. Следовательно, необходимо внедрение спецдисциплин инженерного характера. В последние годы в Институте естественных наук на уровне магистратуры и на курсах переподготовки введены дисциплины «Инженерная геоморфология», «Экзогенные геоморфологические процессы» и другие геолого-геоморфологические предметы, имеющие практический характер. Особую актуальность они приобретают в связи с многочисленными опасными нарушениями при строительстве гражданских сооружений, вследствие неправильной оценки (или ее отсутствия) условий рельефа при размещении строительных объектов, направленности и динамики современных геоморфологических процессов.

В Институте нефти и газа геоморфологию начали преподавать относительно недавно (менее 10 лет), при введении нового

государственного стандарта по «Прикладной геологии». Он включает дисциплину «Геоморфология и четвертичная геология», причем весьма незначительного объема. Кроме того, ситуацию усугубляет традиционное (и абсолютно неоправданное) пренебрежение к геоморфологии нефтяников-производственников. Однако значимость геоморфологии для геологов-нефтяников чрезвычайно велика. Помимо инженерного аспекта геоморфологии, имеющего огромное значение при обустройстве нефтепромыслов, важнейшую роль играет поисковая геоморфология.

Внедрением структурно-геоморфологических исследований в состав поисково-разведочных работ на нефть и газ занимались такие выдающиеся ученые нашей страны как Ю.А. Мещеряков, В.Е. Хаин, В.М. Шапошников, Л.Б. Аристархова, В.П. Философов, О.К. Леонтьев и В.Н. Мусатов (Звонкова, 1970; Палиенко, 1978). Непосредственно на территории Удмуртии с целью прогнозирования и поисков нефти и газа с помощью методов структурной и палеогеоморфологии занимались пермские геологи и геоморфологи под руководством В.М. Проворова (КамНИИКИГС). Это обстоятельство лишней раз подтверждает неоправданное игнорирование геоморфологии местными геологами-нефтяниками. Помимо результатов геофизических изысканий именно палеогеоморфологические реконструкции служат основными материалами, на основе которых вырабатываются направления нефтепоисковых работ в республике.

В этой связи в процессе обучения студентов геологов-нефтяников необходимо усилить прикладные направления геоморфологии — инженерное и особенно отраслевое поисковое. Автор данной публика-

ции в силу своих скромных возможностей активно работает в этом направлении. Так, в ходе преподавания геоморфологии геологам был сокращен объем вводной и общей части за счет таких разделов как «История науки», «Общие сведения о рельефе», которые студенты в силах изучить самостоятельно. Часть тем, например, «Элементаризация рельефа», можно рассмотреть при выполнении соответствующих им лабораторных работ. Благодаря этому высвобождается объем лекционных часов на изучение прикладных аспектов геоморфологии в конце курса. Кроме того, используя связи с производственными профильными организациями, удалось задействовать в обучении материалы палеогеоморфологических исследований, привлекая тем самым студентов к изучению геологии и палеогеоморфологии Удмуртии, а также к применению геоморфологических методов в нефтепоисковых целях уже на втором курсе обучения.

Помимо аудиторного изучения геоморфологии, в ходе прохождения учебной полевой геолого-съёмочной практики студентам-геологам ставится задача не только составления геоморфологической карты своего участка, обязательной при стандартной государственной геологической съёмке, но и оценка изученной бригадой территории с инженерно-геоморфологической точки зрения (на предмет размещения промплощадки, прокладки трубопровода, строительства буровой скважины и т.п.). В нефтепоисковом аспекте студентам ставится задача анализа рельефа структурно-геоморфологическим методом (морфоструктурный анализ) с целью выявления выраженных или погребенных потенциальных структурных и неструктурных ловушек, приуроченных к древнему рельефу. В этом плане весьма по-

казательна история открытия нового типа нефтяных залежей (впервые в мировой практике) в Предкавказье И.М. Губкиным, приуроченных к песчаным отложениям погребенной речной долины, получившего название шнурковой (рукавообразной) залежи. Можно сказать, что именно с этого момента (1912 г.) установления связи месторождений нефти и газа с погребенными формами рельефа для поисков неструктурных ловушек начали применять методы геоморфологии. На этом основана еще одна задача, которая может быть решена на конечном этапе практики — оценка современных геолого-геоморфологических условий изученной территории с точки зрения формирования в перспективе зон нефтегазоаккумуляции.

Лишь освоив методику прикладной геоморфологии, наши выпускники на рабочем месте смогут сдвинуть с мертвой точки (при всем уважении) косные взгляды коллег старшего поколения. Причем возможности применения геоморфологических методов не зависят от места работы — проектно-исследовательские организации, нефтепромышленные, профильные НИИ.

Литература

Звонкова, Т.В. Прикладная геоморфология – М.: Высшая школа, 1970. – 273 с.

Палиенко, Э.Т. Поисковая и инженерная геоморфология – Киев: Издательское объединение «Вища школа». Головное изд-во, 1978. – 200 с.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ – КЛЮЧЕВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПРОФЕССИОНАЛЬНОЙ ПОДГОТОВКИ ПО ПРОФИЛЮ «БЕЗОПАСНОСТЬ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ — ГЕОГРАФИЯ» В ПЕДАГОГИЧЕСКОМ ВУЗЕ

Тюменцева Е.М.

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, tumencev@irk.ru

Аннотация. В последние годы одно из актуальных направлений в современной практической геоморфологии — изучение экстремальных проявлений современных рельефообразующих процессов, а также рисков вызванных этими процессами. В рабочих программах целого ряда дисциплин ОПОП по направлению 44.03.05 Педагогическое образование (с двумя профилями подготовки) профиля «Безопасность жизнедеятельности — География» уделяется значительное внимание подготовке специалистов, готовых решать проблемы анализа причин и особенностей возникновения опасных ситуаций, их прогноза, а также проводить профилактические мероприятия и организовывать защиту в случае наступления ЧС.

Ключевые слова: Педагогическое образование, прикладная геоморфология, катастрофическое функционирование природных процессов, риски, формирование профессиональных компетенций

В ОПОП по направлению 44.03.05 Педагогическое образование (с двумя профилями подготовки) профиля «Безопасность жизне-

деятельности — География» геоморфологическим рискам как источнику возникновения чрезвычайных ситуаций, а иногда и

стихийных бедствий отводится значительное место. В процессе обучения у студентов формируются ряд профессиональных компетенций (ПК), при которых обучающийся способен определять признаки, причины, последствия опасностей социального, техногенного и природного характера, применять методы защиты образовательных учреждений от опасных ситуаций.

Изучение проходит последовательно от формирования комплекса знаний по теории экзогенного рельефообразования в условиях современного изменения климата и усиления антропогенной нагрузки до изучения природных рисков в региональном аспекте, в условиях Приангарья и Прибайкалья. Юг территории Средней Сибири представлен системой речных бассейнов, главные из которых бассейны рек Ангары и Лены. Риски, в рамках речных бассейнов сибирских рек, это, прежде всего наводнения, приводящие к значительным ущербам, а также глубинная и боковая эрозия в русле рек и на бортах долин (Ткачев, Кунин, 2020). Под геоморфологическим риском, понимаем степень вероятности совокупного проявления опасных и катастрофических процессов рельефообразования за определенный интервал времени, влекущих за собой экологические последствия, наступления негативных откликов на воздействие среды.

Оценка изучения природных рисков начинается в 4 семестре с дисциплины «ЧС природного характера и защита от них», цель которой, дать студентам необходимые знания об опасных ситуациях природного характера и их поражающих факторах, а также о государственной политике в области защиты населения от этих ситуаций, способствовать накоплению опыта в решении задач обеспечения безопасности жиз-

недеятельности, предупреждения гибели и травматизма в случае чрезвычайных ситуаций природного характера. Главные задачи курса: формирование умений действовать в чрезвычайных ситуациях природного характера; воспитание личности с высоким уровнем профессиональных знаний, способных не только обучить своих учеников основам безопасности жизнедеятельности, но и принять действенные меры по их защите.

Дисциплина «ЧС природного характера и защита от них» (Б1.В.03) относится к блоку 1, его вариативной части, формируемой участниками образовательных отношений. Процесс изучения направлен на формирование профессиональных компетенций (ПК-1 и ПК-2). Студент способен осваивать и использовать базовые научно-теоретические знания и практические умения в профессиональной деятельности; способен осуществлять обучение на основе использования современных предметно-методических подходов и образовательных технологий в соответствии с требованиями ФГОС. Общая трудоемкость дисциплины 144 часов, 4 зачетные единицы. Содержание дисциплины включает несколько разделов и тем. Например, общую характеристику опасных процессов природного характера, в том числе и геоморфологических (мониторинг, прогнозирование, мероприятия по снижению рисков неблагоприятного воздействия). Управление природными рисками. Уделяется внимание классификации рисков по природе возникновения, по площади проявления, по продолжительности, по возможности их предотвращения и др. Непосредственная оценка риска и управление им, который включает анализ ущерба, использование метода риск-анализа, создание карт оценки геоморфологической опас-

ности; анализ геодинамической обстановки, который включает изучение площади распространения, мощности, типа режима геоморфологических процессов. Уделяется внимание сотрудничеству междисциплинарному, межрегиональному и международному в области снижения природных рисков и созданию базы данных.

В 6 семестре предусмотрено изучение дисциплины регионального характера «Природные опасности Иркутской области». Экотонное положение Иркутской области, между лесной и степной зонами южной Сибири, между физико-географическими странами — Средней Сибирью и Байкальской горной, обуславливает разнообразие и специфику ландшафтов; широкий спектр природных и геоморфологических процессов, формирующих современный рельеф территории. Многие из них могут иметь катастрофические скорости и приводят к возникновению опасных ситуаций. Это, прежде всего, землетрясения, сели, обвалы, оползни, образование оврагов и др.

При изучении дисциплины ставится ряд задач: 1) формирование понятий безопасности жизнедеятельности в регионе проживания на основе данных географии, геоморфологии, геологии и других наук с возможностями и аппаратом прикладной математики, информатики и компьютерной техники; 2) развивать у обучающихся осознание необходимости перехода к безопасной жизни в новых природных и эколого-экономических условиях; 3) показать многообразие путей и методов безопасной жизни при наличии постоянной угрозы возникновения чрезвычайных ситуаций в регионе; 4) обучить реагировать оперативно на любую возникшую чрезвычайную ситуацию; 5) ознакомить с существующими ме-

тодами и способами моделирования тех или иных опасных процессов и явлений, в том числе и геоморфологических.

Региональный уровень очень важен, так как в этом случае происходит совмещенное рассмотрение факторов геоэкологического риска и оценки риска на определенной территории количественными и качественными методами и делается прогноз развития ситуации. Разработка практических рекомендаций по снижению риска проводится на основе уже проведенной оценки и прогноза динамики событий, с учетом экономической эффективности. Возможны рекомендации по оптимизации территории с учетом природных факторов, таких как особенности рельефа, геолого-тектонические условия, наличие полезных ископаемых, флоры и фауны территории. Проведение риск-анализа во время практических работ позволяет приобрести знания и сформировать умения рассчитывать повторяемость рисков или чрезвычайных ситуаций за конкретный временной промежуток.

Содержание дисциплины опирается на компетентностный подход в контексте основных тенденций развития современного образования. Практикоориентированность курса определяется возможностью применения полученных знаний в повседневной жизни, а также при изучении последующих дисциплин. В содержании дисциплины раскрываются такие термины как опасность, риск, фактор риска, выявляют спектр природных опасностей, характерных для Иркутской области. Детально рассматриваются темы «Землетрясения», в которой акцентируется внимание на причинах и последствиях землетрясений, динамике землетрясений, особое внимание уделяется правилам поведения при возникновении опасностей дан-

ного типа. Тема «Оползни» уделяет внимание развитию оползневых процессов и прогнозу в пределах территории г. Иркутска и его окрестностей, акцентируется внимание на причинах и последствиях оползней и выработке алгоритма поведения при возникновении опасной обстановки. Уделяется внимание теме «Сели, селевая опасность в пределах Прибайкалья и защита от них на примере г. Слюдянки. Важный раздел дисциплины «Основы медицинских знаний», необходимых при ЧС природного характера. Лекционная часть проводится в форме обзоров по основным темам. Практические занятия предусматривают закрепление теоретических знаний, углубленное рассмотрение наиболее сложных тем, выработки навыков структурно-логического построения учебного материала и отработки навыков самостоятельной подготовки. Самостоятельная работа (СР) включает изучение теоретического материала, выполнение практических и творческих заданий, подготовку к контрольно-обобщающим мероприятиям. Основные образовательные технологии — это технологии активного и интерактивного обучения, дискуссии, лекции-беседы, разбор конкретных ситуаций, творческие задания и др.

Дисциплина «Геолого-геоморфологические процессы Восточной Сибири» обобщает материал по критериям «объективное» и «субъективное» знание о природе геолого-геоморфологических опасностей и угроз в пределах региона Средняя Сибирь. Студент знает основные геоморфологические элементы строения территории, геоморфологические виды и типы структур; роль рельефа и горных пород в жизни людей, причины опасных явлений; умеет видеть и находить опасные элементы геоморфоло-

гического строения территории Сибири, умеет провести геоморфологическое исследование по выявлению опасностей. При рассмотрении темы «Оползни» проводится краткий экскурс в историю природных катастроф, проводится занятие на местности по выявлению признаков оползневых явлений в г. Иркутске. Студентам предлагаются следующие темы рефератов: «Климатические условия Иркутской области и Прибайкалья и их значение для формирования рельефа», «Опасные природные процессы на территории Прибайкалья и их влияние на условия автономного выживания человека в природе», «Селевая опасность и защита от нее на территории Иркутской области по результатам геоморфологических исследований», «Геоморфологические условия выживания в дикой природе Средней Сибири и Прибайкалье» и др. Комплекс практических работ включает следующие исследования: определение видов риска по разным предложенным классификациям для территорий Верхнего Приангарья и Прибайкалья, оценка факторов риска, возможные последствия риска; создание схем риск-анализа, на которой идентифицируется геоморфологический риск.

Часто для цели проведения риск-анализа в качестве объекта предлагается активный овраг. Студенты определяют его местонахождение, оценивают факторы риска (природные — морфометрия склона, количество, интенсивность осадков и их распределение по сезонам и годам; дают характеристику противоэрозионных свойств почв и растительности. Останавливаются на анализе антропогенных воздействий (вид и характер землепользования). Далее проводят определение реципиентов риска, выбирают методы оценки риска (количественные и

качественные), строят прогноз и разрабатывают рекомендации. Очень важное направление — картографирование рисков. Поэтому одна из практических работ — создание карт геоморфологического риска и обучение способам работы с такими картами. Алгоритм безопасного поведения во время опасной природной ситуации или экстремально-го события.

В последние годы студенты активно интересуются проблемами опасных геоморфологических явлений, что объясняется высокой вероятностью проявлений последних. Они пишут курсовые и выпускные квалификационные работы (ВКР) по этой тематике. Так, в 2020 г году были успешно защищены три ВКР: «Формирование навыков безопасного поведения обучающихся в образовательной организации при угрозе чрезвычайных ситуаций», «Опасные природные процессы Иркутской области и их изучение в школьном курсе ОБЖ» и «Интеграция курса ОБЖ и географии при изучении геоморфологических опасностей». Ежегодно на студенческой научно-практической конференции заслушиваются доклады по темам прикладной геоморфологии. Так, на «Днях науки 2020» было несколько таких докладов, например, «Горные системы Прибайкалья, как территории с повышенной вероятностью возникновения ЧС», «Сели Прибайкалья и алгоритм поведения при возникновении селеопасных ЧС», «Меры безопасности и правила безопасного поведения школьников на природе». Наши студенты приняли участие в ликвидации последствий катастрофического наводнения на р. Ия в Тулуне в 2019 году. Значительный материальный ущерб в результате двух

волн паводков показал не готовность населения противостоять опасным природным явлениям редкой повторяемости (Шаликовский и др., 2019). Поэтому подготовка студент — которые могут справиться с любым катастрофическим проявлением природных процессов и, могут обучать этому школьников, имеет первостепенное значение.

Таким образом, за период бакалавриата обучающиеся по направлению «Педагогическое образование» профилю «Безопасность жизнедеятельности — География» развивают профессиональные компетенции, получают систему знаний и умений, в том числе по опасным природным процессам и явлениям, их функционированию, оценке риска возникновения чрезвычайной ситуации, овладевают методикой действий при оповещении о стихийном бедствии геоморфологического характера, во время возникновения и после окончания. Высокая организованность и знание алгоритма поведения в условиях катастрофического события, умелые действия позволяют противостоять силам стихии, избежать значительного материального ущерба, сохранить жизни людей.

Литература

Ткачев, Б.П., Кунин, С.А. Риски геоморфологических процессов на севере (Арктике) // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2020. – №3. – С. 29-33. DOI: 10.17513/mjprfi.13031.

Шаликовский, А.В., Лепихин, А.П., Тиунов, А.А., Курганович, К.А., Морозов, М.Г. Наводнения в Иркутской области 2019 года // Водное хозяйство России. – 2019. – №6. – С. 48-63. DOI: 10.35567/1999-4508-2019-6-4.

СИМПОЗИУМ ИМЕНИ ПРОФЕССОРА О.К. ЛЕОНТЬЕВА: БЕРЕГОВАЯ ЗОНА, ДНО МИРОВОГО ОКЕАНА И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

НАУЧНЫЕ ЗАСЛУГИ О.К. ЛЕОНТЬЕВА

Мысливец В.И., Антонов С.И.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
myslivets@yandex.ru*

Аннотация. О.К. Леонтьев — крупный отечественный ученый-географ. В 2020 году исполнилось 100 лет со дня его рождения. Он — один из основоположников науки о геоморфологии берегов, геоморфологии дна океана, физической географии океана; в круг его интересов входила планетология. В настоящей работе содержится обзор основных научных достижений О.К. Леонтьева.

Ключевые слова: Олег Константинович Леонтьев, геоморфология, дно океана, морские берега, физическая география океана, планетология



**Олег Константинович
Леонтьев**

(1920 — 1988)

О.К. Леонтьев — профессор Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, заслуженный деятель науки РСФСР, основатель университетской школы морской геоморфологии родился 19 февраля 1920 г. в г. Уяр Красноярского края в семье служащего (отец — горный техник, мать — учительница). В 1938 г. поступил на географический факультет Московского университета. Участник Великой Отечественной войны 1941-1945 гг. С отличием окончил университет в 1948 г. Среди его наставников были профессора К.К. Марков, Н.Н. Зубов, И.С. Щукин, И.О. Брод, В.П. Зенкович. Под руководством последнего в 1951 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Геоморфология дагестанского побережья Каспийского моря». Прошел путь от ассистента до профессора кафедры геоморфологии географическо-

го факультета. В 1955 г. подготовил монографию «Геоморфология морских берегов и дна», представленную затем как диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. В 1960 г. стал профессором, а в 1961 — заведующим кафедрой геоморфологии географического факультета Московского университета, которой руководил 25 лет (до 1986 г.). Создал в составе кафедры Лабораторию Морской геоморфологии и Береговую экспедицию, исследовавшую морские берега СССР. Ввел в программу подготовки студентов-геоморфологов учебные курсы: «Геоморфология морских берегов», «Морская геология», «Физическая география Мирового океана, которые сам читал на протяжении двух десятилетий. Его же усилиями были организованы учебные практики студентов на морских побережьях (Крым, Дагестан).

Олег Константинович Леонтьев — один из основоположников науки об океане в нашей стране. Как геоморфолога, его интересовало взаимодействие морских вод с берегами и дном; как географ он принял участие в развитии новой отрасли наук о Земле — географии океана. Мировой океан занимает 71% земной поверхности, поэтому любые разработки на тему его происхождения и развития представляют собой вклад в еще одну науку — планетологию. Поэтому интересы О.К. Леонтьева включали проблематику четырех научных направлений — геоморфологии морских берегов, геоморфологии дна океана, физической географии океана и планетологии.

Геоморфология морских берегов.

Методика полевых исследований. С самого начала своей научной деятельности О.К. Леонтьев выше всего оценивал достоверность и надежность фактов, лежащих

в основе дальнейших построений. Поэтому для исследований берегов им была разработана методика, которая включала как традиционные маршрутные исследования побережья, так и изучение рельефа и геологического строения подводного берегового склона (часто — и собственно внутреннего шельфа за пределами зоны регулярного волнового воздействия).

Сейчас, благодаря применению GPS-приемников, организация исследований береговой зоны носит не такой громоздкий характер, как раньше, однако основные принципы полевых работ практически не изменились.

Изучение вещественного состава береговых наносов и прибрежных отложений. Во время переезда в Главное здание Московского университета О.К. Леонтьев, один из немногих географов, предусмотрел включение в проект помещений географического факультета специальную лабораторию морской геоморфологии. В этой лаборатории, наряду с картографическими работами, проводились гранулометрический, минералогический, первоначально — спорово-пыльцевой анализ; в других местах определялся абсолютный возраст отложений по радиоуглеродному, термolumинесцентному и другим методам. Аналитическое изучение образцов было продолжением полевых исследований.

Морфология и динамика берегов. Развитие профиля подводного берегового склона в условиях изменений уровня моря. В 1949 г. в Докладах Академии наук СССР появляется статья О.К. Леонтьева, в которой изложены его представления о развитии подводного берегового склона при повышении или понижении уровня бассейна. Показано, в частности, что понижение

уровня приводит не к механическому приращению суши, а сопровождается аккумуляцией береговых наносов. Это первое научное открытие Олега Константиновича легло в основу его кандидатской диссертации, защищенной в 1951 году.

Открытие это не случайно было сделано на Каспии. Из всех наших морей он имеет наиболее изменчивый уровень. После его понижения в 30 — 70 годы в 1978 г. началось повышение уровня моря, и в первоначальную модель пришлось вносить коррективы. Это было сделано коллегами и учениками О.К. Леонтьева и им самим в статье, вышедшей в 1988 г. уже после его кончины.

Унаследованное развитие береговых процессов. Изучая берега Каспия, О.К. Леонтьев обратил внимание на неоднократное возобновление процессов аккумуляции на некоторых участках, происходящее после очередной смены регрессивного этапа трансгрессивным. Это возобновление было им названо «явлением унаследованности береговых форм» и объяснялось приуроченностью к тектонически поднимающимся структурам с регулярным обновлением уклонов подводного берегового склона.

Структурная геоморфология морских побережий. Побережья Каспия расположены в условиях весьма различных тектонических структур, испытывают движения различной интенсивности и знака, но главное — в их недрах находятся большие запасы углеводородов. Неудивительно поэтому, что в этом регионе началась самая ранняя разработка нефтяных месторождений Апшерона, зародились основы нефтегазовой геологии и здесь же О.К. Леонтьев разработал новое направление береговой науки — структурную геоморфологию мор-

ских побережий. Немало этому способствовал существующий социальный заказ на поиски нефтегазоносных структур не только дорогостоящими геологическими, но и гораздо более дешевыми прямыми методами. Среди них на первом месте был структурно-геоморфологический метод.

Первые самостоятельные шаги как специалист Олег Константинович сделал в объединении «Дагнефть». Съемка подводного берегового склона Дагестана, Северного Азербайджана, других районов каспийского побережья и прилегающих территорий позволили показать, что не только общие черты, но и детали геологической структуры, тектоники находят свое отражение в морском рельефе и могут быть зафиксированы структурно-геоморфологическими методами. Один из этих методов — изучение унаследованности береговых процессов и форм.

В дальнейшем разработку идей структурной геоморфологии морских побережий вели ученики и коллеги Олега Константиновича — В.С. Мякокин, Л.Г. Никифоров, защитивший на эту тему докторскую диссертацию; С.И. Варущенко; морфоструктуру равнин Прикаспия изучали С.А. Лукьянова, Л.Б. Аристархова.

Палеогеография побережий. Для замкнутого водоема, каким является Каспий, очень характерна изменчивость уровня, смена трансгрессий и регрессий. Каждое такое событие оставляло следы на берегах Каспийского моря — природа вела своеобразную летопись. О.К. Леонтьев не мог пройти мимо этого, как сейчас принято говорить, «архива данных». Вместе с П.В. Федоровым он был в числе первых, кто разработал детальную схему плейстоценовой истории Каспия, подтвержденную бога-

тым фактическим материалом. Он разрабатывал вопросы сопоставления береговых линий, строения аккумулятивных и абразионных террас, происхождения аккумулятивных форм разного возраста, генезиса бэровских бугров. Особое значение придавал Олег Константинович прогнозу поведения Каспийского моря в ближайшем будущем.

Когда падение уровня моря сменилось его подъемом и затоплением освоенной прибрежной полосы, составление правильного прогноза стало чрезвычайно актуальным, и многие специалисты и организации занялись этим. В основу большинства прогнозов были положены гидрометеорологические данные и построенные на их основе модели. Из множества прогнозов оправдался один. Он был составлен давним коллегой Олега Константиновича, специалистом международного уровня, профессором нашей кафедры Георгием Ивановичем Рычаговым, и основывался не на гидрологических моделях, а на палеогеографических данных. В основе прогноза лежали два положения: во-первых, небольшие реки более чутко реагируют на изменение уровня моря и связанного с ним базиса эрозии, чем такие гиганты, как Волга; во-вторых, Каспийское море — это саморегулируемая система, которая может сама переходить из одного состояния в другое.

В конце 80-х — начале 90-х годов правительство осознало критичность каспийской ситуации. Было принято решение составить ТЭД — технико-экономический доклад «Каспий». К его составлению были привлечены многие организации, а сам доклад составил несколько десятков томов, не считая картографических приложений. Головной организацией, руководящей этой очень большой работой, была избрана ка-

федра геоморфологии и палеогеографии МГУ — коллеги, ученики и последователи Олега Константиновича Леонтьева; руководители работы — профессора П.А. Каплин, Г.А. Сафьянов, Е.И. Игнатов, Г.И. Рычагов, в.н.с. С.А. Лукьянова — отдали много сил для ее выполнения. Выбор нашего коллектива для этой работы — своего рода признание заслуг О.К. Леонтьева и созданной им лаборатории.

Изучение морских берегов в Лаборатории морской геоморфологии продолжается. Е.И. Игнатовым выполнен системный анализ рельефа морских побережий; Л.А. Жиндаревым проведено исследование и обобщен материал по динамике рельефа песчаных побережий; С.А. Огородов (хотя и в другой лаборатории, но «наш человек») изучил воздействие ледового фактора на рельеф подводного берегового склона. Все три сотрудника защитили докторские диссертации.

Вопросы прогноза развития берегов приобретают особое значение в связи с их усилившимся освоением. Этим вопросам, применительно к берегам Европейской России, была посвящена недавно опубликованная большая, в двух частях, статья, в написании которой участвовали практически все сотрудники Лаборатории геоморфологии берегов.

Еще один пример применения знаний динамики берегов для обеспечения безопасности природопользования — радиоактивные пески. На пляжах морей, расположенных на периферии древних щитов, могут накапливаться зерна тяжелых радиоактивных минералов, обособившихся в результате выветривания гранитных пород, переноса реками и сепарации волнами песка на пляжах. Это — процесс россыпеобразова-

ния. Такие радиоактивные пески изучены специалистами нашей кафедры на берегах Белого и Азовского морей; они известны на балтийском берегу. Их источники — гранитоиды Балтийского и Азовского блока Украинского щитов. Концентрация радиоактивных минералов в этих песках превышает предельно допустимые концентрации во много раз. Нетрудно представить, какую угрозу жизни местного населения, а в случае Азовского моря — и отдыхающих представляет это явление.

В настоящее время курс геоморфологии морских берегов студентам кафедры читает профессор Г.А. Сафьянов.

Геоморфология дна океана. В 1955 г. О.К. Леонтьев опубликовал свою первую книгу — «Геоморфология морских берегов и дна». В отечественной литературе это была первая книга, специально посвященная рельефу дна морей и океанов (вышедшая раньше книга М.В. Кленовой называлась «Геология моря»). Да и за рубежом рельефу морского дна была посвящена только книга Ж. Буркара «Рельеф дна океанов и морей». К этому времени рельеф морского дна был изучен совершенно недостаточно, но это не помешало О.К. Леонтьеву сделать несколько крупных обобщений.

Система срединных хребтов. В упомянутой книге на страницах 359–360 сказано, что на дне каждого из океанов существуют крупные меридиональные хребты, которые своими южными окончаниями смыкаются с полосой поднятий, окружающих Антарктиду; эта система хребтов характеризуется высокой сейсмичностью и вулканизмом. Это значит, что впервые в научной литературе сформулировано представление о единой системе срединно-океанических хребтов — крупнейшем открытии XX века не только

в морской геологии, тектонике, геоморфологии, но и в науках о Земле в целом! Второй раз о них было сказано два года спустя, в 1957 г., в монографии Б. Хейзена, М. Тарп и Д. Юинга. Вся вторая половина XX века ушла на осмысление роли срединных хребтов в развитии нашей планеты, изучении их региональных, геохимических, биологических и других особенностей — в дополнение к тем аспектам, которые уже были обозначены. И сейчас их изучение нашими коллегами продолжается: сотрудник нашей кафедры В.В. Фроль в свое время выпустил книгу, посвященную рельефу Срединно-Атлантического хребта, а профессор нашей кафедры Е.П. Дубинин со своими учениками проводит исследования зависимости морфологии хребтов от характера геодинамических процессов с помощью физического моделирования.

Планетарные морфоструктуры дна океана. О.К. Леонтьеву в полной мере было присуще качество, свойственное большим ученым: находить порядок и простоту в множестве очень сложных фактов. Трудно представить что-то в мире природы более сложное, чем рельеф дна океана: подводные хребты, впадины, возвышенности, глубоководные желоба, острова, вулканы и еще бог знает что. И вот в этом хаосе, сопоставляя черты рельефа с особенностями земной коры, Олег Константинович находит порядок: дно океана образуют всего-навсего четыре планетарные морфоструктуры — подводные окраины материков, зоны перехода от океана к материку, ложе океана и срединно-океанические хребты. Любой студент легко может выучить!

Генетические типы шельфа. В самой первой своей книге о геоморфологии морских берегов и дна О.К. Леонтьев выделил

три генетических типа шельфа: трансгрессивный, выработанный, аккумулятивный. С тех пор прошло больше полувека — никто не опроверг эту концепцию и не выделил какой-то новый тип.

Эволюционный ряд переходных областей. В 70-х годах О.К. Леонтьев предложил свой вариант решения проблемы переходных зон с их островными дугами, глубоководными желобами, сейсмофокальными зонами и прочими, до сих пор не очень ясными, особенностями. Он расположил региональные типы переходных областей в порядке усложнения (сравнительно-географический метод!). На первом месте стояла эмбриональная переходная область желоба Витязя, далее шла Марианская переходная область с самым глубоким в Мировом океане желобом, затем Курильская, Японская с Индонезийским и Восточнотихоокеанским подтипами и, в завершение этого ряда — Средиземноморская. В результате стало ясно, что эволюция переходных зон идет в сторону увеличения доли материковой коры — то есть дно океана через механизм переходной зоны превращается в материк.

Первая книга О.К. Леонтьева — 1955 года — была написана с позиций вторичного образования океанов В.В. Белоусова. Затем Олег Константинович пересмотрел свои взгляды в соответствии с новыми данными и стал сторонником концепции первичности океанов. Типы переходных областей выделены, исходя из этой концепции. Самое интересное, однако, в том, что и с точки зрения господствующей ныне концепции мобилизма типизация О.К. Леонтьева не потеряла своего значения.

В 80-х годах ученикам Олега Константиновича — Е.И. Игнатову, В.В. Фролю,

В.И. Мысливцу — довелось работать в Японской и Марианской переходной областях, а совсем недавно Н.Н. Луговой (ученик учеников О.К. Леонтьева) с коллегами поработали на Курильских островах и на островах архипелага Серная Земля.

Вертикальные движения океанского дна. В числе океанских экспедиций О.К. Леонтьева выделяются рейсы в Тихий океан, где ученый изучал коралловые атоллы. В результате ему удалось описать восходящий и нисходящий ряды развития атоллов, различающиеся по морфологическим особенностям (опять помог сравнительно-географический метод!). Этот метод был применен для изучения региона Тихого океана к востоку от Австралии, где атоллов особенно много. Были выделены поднимающиеся и опускающиеся участки океанского дна — атоллы оказались индикаторами вертикальных движений.

Экзогенное рельефообразование на дне Мирового океана. В 70-е – начале 80-х годов появляются несколько статей О.К. Леонтьева, посвященных гигантским аккумулятивным хребтам на дне океана, деятельности мутьевых потоков и созданным ими абиссальным каналам с прирусловыми валами, рельефообразующей роли осадконакопления и придонных течений. Эти работы обобщили появившийся новый фактический материал; они показали, что роль экзогенного фактора в океане не менее важна, чем на суше.

Фундаментальные морфометрические характеристики океанов. В конце 70-х годов О.К. Леонтьевым и его сотрудниками (С.А. Лукьяновой, Г.Д. Соловьевой, Л.И. Калининой, Л.Г. Никифоровым и другими) были составлены несколько карт Мирового океана — планетарных морфо-

структур, типов берегов, донных отложений, вертикальных движений дна и других. При этом карты дна океана были построены в равновеликой проекции Вернера в модификации В.О. Муревскиса; по ним с использованием электронного планиметра были получены площадные характеристики. Это позволило пересчитать подводную часть гипсографической кривой Земли и построить оригинальную батиграфическую кривую Мирового океана и его составляющих. Были получены также площади планетарных морфоструктур; площади, занятые различными типами осадков; размеры площадей поднятий и опусканий с разными амплитудами и другие фундаментальные планетарные характеристики Земли.

Структурно-геоморфологический анализ берегов и дна Мирового океана. По составленной карте масштаба 1:2 500 000 была измерена длина берегов разных типов и определено их соответствие тем или иным структурно-тектоническим элементам материков, крупных и небольших островов. Для наглядности полученные результаты были представлены в виде серии графиков. Комментарий к графикам представлял собой опыт структурно-геоморфологического анализа берегов Мирового океана, который прежде в таком масштабе в мировой науке не выполнялся. Точно так же комментарий к картам вертикальных движений океанского дна являл собой опыт структурно-геоморфологического анализа дна Мирового океана. Несмотря на то, что интерпретация данных по берегам и дну океана проводилась с фиксированных позиций, лежащие в ее основе численные показатели имеют объективный характер и вряд ли будут опровергнуты в обозримом будущем.

Классификации и картографирование

морского рельефа. Итогом полевых работ и на Каспии, и на других берегах, куда заносила исследовательская судьба Олега Константиновича, был отчетный текст с обязательной картой. В основе легенды любой карты лежит классификация. Большой опыт работы по составлению карт привел О.К. Леонтьева к необходимости разработки основ классификации берегов. В основе этой классификации лежал главный рельефообразующий фактор береговой зоны — волнение; начиналась классификация с мало измененных морем берегов, затем все в большей мере учитывалось воздействие волнового фактора, а завершалась классификация перечнем неволновых факторов развития берегов.

Эти принципы лежат в основе всех карт берегов, составленных О.К. Леонтьевым и его коллегами. Они же соблюдаются в капитальной монографии, посвященной характеристике берегов Мира (книга «Берега» из серии «Природа Мира»).

В этой заметке невозможно перечислить все карты морского дна, составленные Олегом Константиновичем и его коллегами. Но об одной карте надо сказать обязательно по причине ее уникальности — подобную карту создадут не скоро (если вообще составят). Речь идет о Геоморфологической карте Мира масштаба 1:15 000 000, изданной в серии карт для высшей школы (сама серия тоже уникальна). Дело в том, что в монографии, даже самой капитальной, можно пропустить описание каких-то мест, если об их строении ничего не известно. С картой так поступить нельзя: она не должна иметь белых пятен. Это значит, что даже для плохо изученных участков составитель должен иметь какую-то гипотезу их происхождения. Это накладывает дополнитель-

ную ответственность на авторов и редакторов карты, в данном случае — профессоров Н.В. Башениной и О.К. Леонтьева.

В настоящее время студентам кафедры геоморфологии и палеогеографии читается курс «Основы морской геоморфологии и геологии», а студентам-океанологам — курс морской геологии (оба курса — в.н.с. В.И. Мысливец).

Физическая география Мирового океана. В 70-х годах XX века по инициативе академика К.К. Маркова стало развиваться новое направление в науках о Земле — физическая география Мирового океана. На географическом факультете МГУ это направление нашло отражение в работах сотрудников кафедр физической географии, океанологии, геоморфологии и палеогеографии. О.К. Леонтьев разрабатывал отдельные проблемы, а в 1982 г. выпустил книгу «Физическая география Мирового океана». Она состоит из трех частей: первая содержит обзор природы океана по компонентам, вторая — региональный обзор, а третья посвящена общим вопросам — физико-географическим зонам на поверхности и дне океана, вертикальной и циркумконтинентальной зональности, физико-географическому районированию, проблеме ландшафтов Мирового океана, происхождению водной массы и впадины Мирового океана. Книгу пронизывает представление об океане как о саморегулирующейся системе.

Ученики О.К. Леонтьева продолжают развивать это направление: профессор Е.И. Игнатов читает курс физической географии океана, а профессор Г.А. Сафьянов вместе с доцентом кафедры океанологии В.Л. Лебедевым написал книгу с таким же названием — второй том учебника по физической географии материков и океанов.

Планетология. Мировой океан составляет 71% поверхности Земли. Поэтому представления о его строении, происхождении, развитии тесно соприкасаются с планетологией в той ее части, которая занимается происхождением, строением, развитием Земли как планеты. Поэтому понятен интерес Олега Константиновича к проблемам планетологии; он был членом Международной ассоциации планетологии.

На кафедре геоморфологии и палеогеографии продолжают заниматься проблемами развития поверхности планетных тел; профессор А.А. Лукашов опубликовал книгу «Рельеф планетных тел», а в.н.с. В.И. Мысливец разрабатывает представления о планетарной морфосистеме Земли.

Закключение. Здесь перечислены далеко не все научные заслуги Олега Константиновича; в основном речь идет о так называемых приоритетах. Ничего не сказано о его обобщениях по неволновым факторам развития береговой зоны, о выделенном им типе берегов — чениер-плене, о бордерленде, которому он уделял внимание, и многом другом. Почти ничего не сказано о написанных им учебниках и научных монографиях; не говорится о его личных качествах исследователя, ученого, вузовского преподавателя.

О.К. Леонтьева нет с нами тридцать лет. За это время многое в окружающем мире изменилось. Изменились технические средства изучения берегов и океанов; их усовершенствование позволило специалистам сделать новые открытия, в том числе важнейшие — глубоководной гидротермальной бескислородной фауны, совершенно нового типа рельефа морского дна — флюидогенного рельефа, термокарстового рельефа на шельфе, затопленного погребенного

эрозионного рельефа на шельфах высоких широт, следов борозд ледового выпавания на вершинной поверхности хребта Ломоносова и многие другие. В чем-то условия изучения морского рельефа ухудшились: наша страна теперь не участвует в Международном проекте глубоководного бурения; резко уменьшились возможности

участия в рейсах научных судов; об организационных условиях проведения научных исследований лучше не вспоминать. Несмотря на это, ученики Олега Константиновича, ученики учеников, его последователи продолжают когда-то начатое им дело — изучение берегов и дна Мирового океана.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Агафонова Е.А.^{1,2}, Полякова Е.И.¹, Новичкова Е.А.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
agafonovaelizaveta@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru

²Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Аннотация. На основе данных диатомового анализа и анализа водных палиноморф донных осадков Кандалакшского залива удалось восстановить его историю развития в голоцене. В результате детальных микропалеонтологических исследований были установлены особенности смены палеогеографических обстановок, начиная с первой половины раннего голоцена. По увеличению видов-индикаторов поступления атлантических вод в колонке отмечено установление устойчивой связи Белого моря с Баренцевым в первой половине бореального времени. Влияние основных трансгрессивных стадий — Фолас, Тапес, Тривия — также проявляются в изменении концентраций и состава микрофоссилий. По изменениям в основных экологических группах диатомей и водных палиноморф также удалось зафиксировать значимые тренды изменения температуры воды и гидробиологических условий в голоцене. Были выявлены кратковременное снижение температур конца бореала — первой половины атлантического времени, голоценовый гидробиологический оптимум и изменения температур суббореального и субатлантического времени. На протяжении всего субатлантического времени отмечено увеличение роли пресноводных видов, свидетельствующих об усилении поверхностного стока.

Ключевые слова: Белое море, послеледниковье, диатомовый анализ, водные палиноморфы, голоценовая трансгрессия

Деградация Скандинавского ледникового щита, воздействие интенсивных дифференцированных гляциоизостатических и неотектонических движений, трансгрессивно-регрессивные изменения уровня моря,

проникновение трансформированных атлантических вод предопределили специфику истории развития Беломорского региона в течение последних 11,7 тыс. кал. л. (Невесский и др., 1977, Девятова, 1986, Demidov et

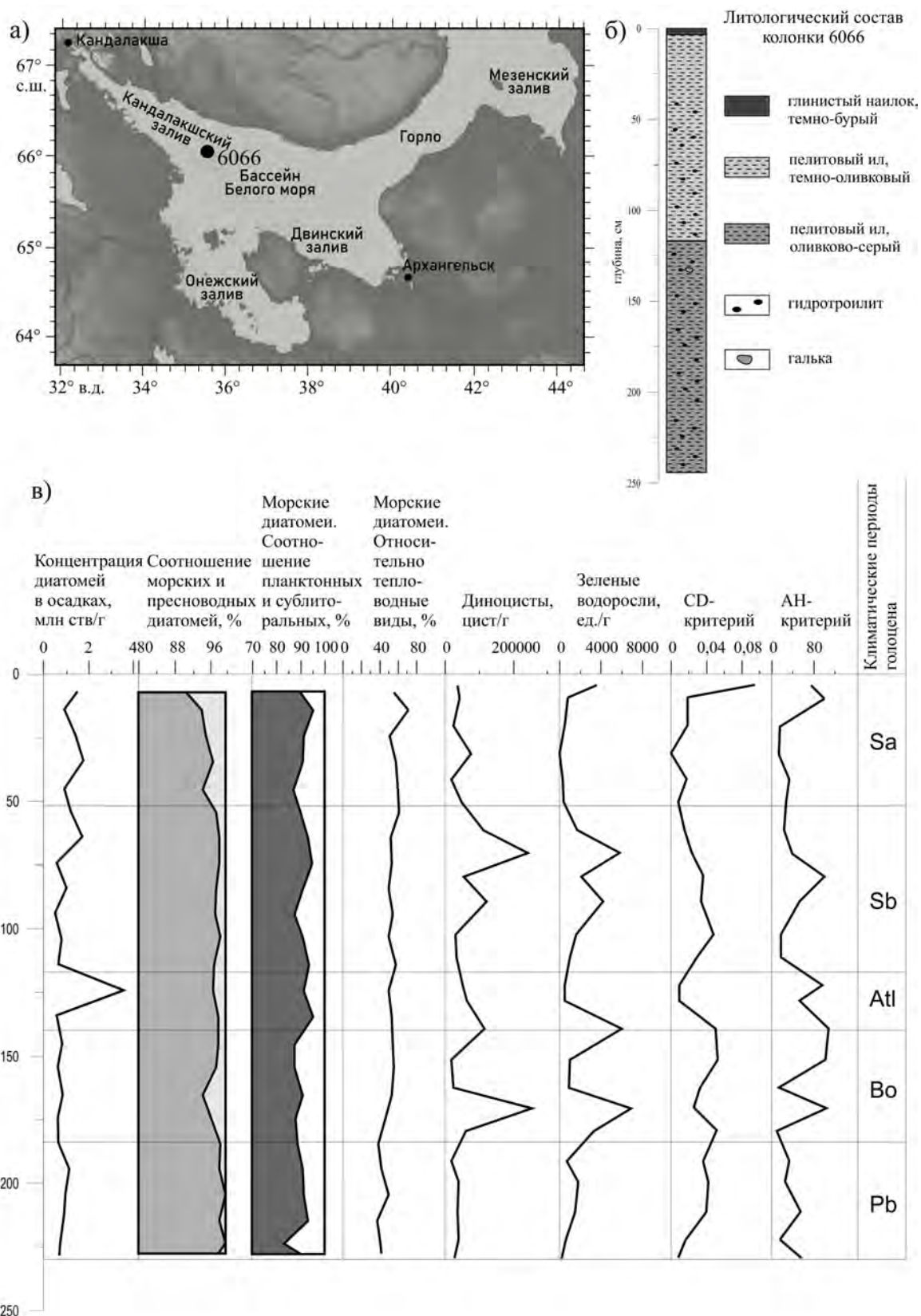


Рисунок 1. Расположение (а) и литологический состав (б), основные микропалеонтологические характеристики (в) колонки 6066.

al., 2006, Hughes et al., 2015 и др.). На протяжении голоцена в акватории Белого моря и на его побережьях происходили значительные изменения природной среды, исследование и реконструкция которых вносит существенный вклад в изучение изменений арктических морских экосистем и восстановление палеоокеанологических условий в западном секторе Арктики.

Кандалакшский залив — один из четырех заливов-эстуариев (Пантюлин, 2012) Белого моря — структурно соответствует древнему докембрийскому одноименному грабену (Балуев и др., 2009). Для внешней глубоководной части Кандалакшского залива в целом характерно преобладание нисходящих тектонических движений, что способствовало непрерывному морскому осадконакоплению.

Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях побережий Кандалакшского залива исследованы достаточно детально (Чернов, 1947, Каган, 2012, Шилова, 2011 и др.), за исключением наиболее труднодоступного Терского берега (Агафонова и др., 2020). В колонках донных осадков из кутовой и прибрежной относительно мелководной частей залива диатомеи ранее были изучены Р.Н. Джиноридзе (1971). В данной работе представлены результаты диатомового анализа голоценовых отложений центральной части Кандалакшского залива Белого моря.

Колонкой 6066 (рис. 1а), отобранной в глубоководной части Кандалакшского залива Белого моря в ходе рейса НИС «Профессор Штокман» в 2006 г, были вскрыты 2,42 м оливково-серого пелитового ила (рис. 1б). Диатомовые водоросли и водные палиноморфы были исследованы в 24 образцах с интервалом опробования 10 см.

Техническая обработка образцов выполнялась по стандартным методикам (Диатомовые водоросли СССР, 1974, Polyakova, Novichkova, 2018). Палеоокеанологические реконструкции осуществлялись на основе предшествующих методических разработок авторов (Polyakova, Novichkova, 2018). Возрастная интерпретация основана на AMS ^{14}C датировках.

В нижней части (1,83-2,28 м) толщи оливково-серого пелитового ила с четкими стяжениями гидротроилита, накапливающейся в пребореальное время (11,7–10,8 тыс. кал. л.н.), концентрации диатомей не превышают 1,1 млн ств./г (рис. 1в), в их составе преобладают морские планктонные неритические виды *Coscinodiscus radiatus*, *C. perforatus* и др. (88%). Абсолютным доминантом в процентном отношении является меропланктонный сублиторальный вид *Paralia sulcata* (54%). Суммарное содержание относительно тепловодных североатлантических видов (*Coscinodiscus radiatus*, *C. perforatus*, *Actinoptychus senarius*, *Shionodiscus oestrupii*) составляет около 32 %. Отмечены также и споры относительно холодноводных планктонных неритических видов *Chaetoceros distans* var. *subsecundus*, *C. holsaticus*. В составе водных палиноморф преобладают цисты морских видов динофлагеллат (диноцисты), а концентрации диноцист изменяются от 42 до 20 тыс. ед./г. Показатели CD-критерия (отношение пресноводных зеленых водорослей к диноцистам) не превышают 0,04, что свидетельствует о крайне низком поступлении пресных вод в исследованный район Кандалакшского залива в голоцене.

Выше по колонке (1,40-1,83 м), в осадках бореального времени (10,8–8,1 тыс. кал. л.н.) концентрации диатомей составля-

ют 0,6-0,86 млн ств./г (рис. 1в). По сравнению с нижележащей толщей уменьшается число относительно холодноводных планктонных видов (*Actinocyclus curvatus*, *Chaetoceros holsaticus*), при этом растет число относительно тепловодных диатомей как планктонных (*Shionodiscus oestrupii*, *Coscinodiscus radiatus*, *C. perforatus*), так и бентосных сублиторальных (*Grammatophora angulosa*, *G. hamulifera*). Концентрации цист динофлагеллат достигают максимальных значений (до 271 тыс. ед./г), также как и зеленых водорослей (7,4 тыс. ед./г), CD-критерий — 0,02-0,05. Об усилении адвекции трансформированных атлантических вод в Белое море свидетельствуют одни из максимальных в колонке значений АН-критерия -109 (отношение цист автотрофных видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов) (Polyakova, Novichkova, 2018).

В верхней части оливково-серого пелитового ила (1,16-1,40 м), соответствующей атлантическому времени (8,1-5,8 тыс. кал. л. н.), концентрации диатомей максимальны — 3,8 млн ств./г. Помимо увеличения числа неритических видов и снижения числа сублиторальных, значительно увеличивается доля видов-индикаторов притока атлантических вод в Белое море *Actinoptychus senarius* и *Coscinodiscus radiatus* (Полякова и др., 2017). Становится больше относительно тепловодных планктонных (*Thalassionema nitzschioides*, *Shionodiscus oestrupii*) и бентосных видов (*Delphineis surirella*, *Grammatophora angulosa*). На нижнюю половину толщи приходятся локальные пики концентраций цист динофлагеллат (до 122 тыс. ед./г) и зеленых водорослей (6,4 тыс. ед./г), значения АН-критерия изменяются от 55 до 113.

Осадки (0,51-1,16 м) суббореально-

го времени (5,8-2,2 тыс. кал. л. н.) в целом характеризуется снижением концентраций диатомей до 0,5 млн ств./г, на глубинах 84-85 см и 64-65 см выделяются локальные пики. На глубинах 110-90 см увеличиваются концентрации относительно холодноводных видов *Thalassiosira baltica* и *Chaetoceros furcellatus*. Концентрации цист динофлагеллат изменяются от 34 до 130 тыс. ед./г, зеленых водорослей — от 0,4 до 4,5 тыс. ед./г, с локальным пиком на глубине 70 см (260 и 6,2 тыс. ед./г соответственно).

В верхней части толщи (0,00-0,51 м) темно-оливкового пелитового ила с редкими сажистыми примазками, накапливающейся в субатлантическое время (2,2 тыс. кал. л. н. — н.в.) концентрации диатомовых водорослей изменяются от 0,9 до 1,8 млн ств./г. Отмечено значительное увеличение относительно тепловодных видов *Shionodiscus oestrupii* (до 12%) и *Thalassionema nitzschioides* (до 9%). Также до 9% увеличивается доля пресноводных видов (планктонные *Aulacoseira ambigua*, *Cyclotella meneghiniana*, бентосные *Cocconeis pediculus*, *Diploneis elliptica*, *Epithemia sorex* и др.). Концентрации цист динофлагеллат не превышают 80 тыс. ед./г, зеленых водорослей — 3,8 тыс. ед./г. Максимальных значений (0,1) достигает CD-критерий.

На основе данных микропалеонтологических исследований удалось восстановить историю развития внешней части Кандакшского залива Белого моря за последние 11,7 тыс. кал. л. Нижняя часть колонки отражает морское осадконакопление в условиях холодноводного низкопродуктивного залива, существовавшего в пребореале, когда происходил переход от ледниково-морских обстановок осадконакопления к

морским (Джиноридзе, 1971). Судя по увеличению числа относительно тепловодных видов диатомей, видов-индикаторов поступления атлантических вод в Белое море, высоким значениям АН-критерия в начале бореального времени во внешней части залива устанавливается устойчивая связь с Баренцевым морем. Подобные в целом более благоприятные гидробиологические условия в это время также реконструируются во внешней части Двинского залива (Полякова и др., 2014). По некоторому увеличению концентрации диатомей на глубинах 1,65-1,84 м и началу направленного роста числа вида *Coscinodiscus radiatus* устанавливается слабое проявление трансгрессии Фолас на общем фоне снижения температур воды конца бореального времени — начала атлантического. Раннеголоценовая трансгрессия бореального времени также отмечена в осадках Терского берега Белого моря (Агафонова и др., 2020). Максимум концентраций диатомей, увеличение доли цист динофлагеллат и зеленых водорослей приходится на трансгрессивную стадию Тапес и свидетельствуют о благоприятных гидробиологических условиях оптимума голоцена. Снижение концентраций диатомей, водных палиноморф и числа относительно тепловодных видов свидетельствует о снижении температуры воды, проявившемся в первой половине суббореала. Рост числа относительно тепловодных видов и концентраций диатомей, увеличение количества цист динофлагеллат и зеленых водорослей в осадках второй половины суббореала обусловлены трансгрессивной стадией Тривия. В осадках субатлантического времени отмечено продолжающееся снижения числа относительно холодноводных видов. Отмеченное увеличение роли пресноводных видов

свидетельствует о более интенсивном поверхностном стоке.

Таким образом, в колонке 6066 отражаются условия осадконакопления, начиная с пребореального времени. Влияние установленных трансгрессивно-регрессивных стадий (Фолас, Тапес и Тривия) находят свое отражение как в акватории Кандалакшского залива, так и на его побережьях. Отмечен отчетливый общий тренд на повышение температуры воды в течение всего голоцена.

Работа выполнена в рамках ГЗ-АААА-А16-116032810080-2.

Литература

Агафонова, Е.А., Полякова, Е.И., Романенко, Ф.А. Диатомовые водоросли в голоценовых отложениях Терского берега Белого моря в связи с историей его развития в послеледниковое время // Арктика и Антарктика. – 2020. – №2. – С. 1-16.

Балуев, А.С., Журавлев, В.А., Пржиляговский, Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // ДАН. Серия Геология. – 2009. – Т. 427. – №3. – С. 348-353.

Девятова, Э.И. Природная среда и ее изменения в голоцене – Петрозаводск, 1986. – 109 с.

Джиноридзе, Р.Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене. Автореф. дис. канд. биол. наук – Л., 1971. – 23 с.

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т.1 – Л.: Наука, 1974. – 403 с.

Каган, Л.Я. Диатомовые водоросли Евро-Арктического региона: древние и современные морские и пресноводные: аннотированная коллекция / под ред.: Д.Б. Денисова, Н.А. Кашулина. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. – 20 с.

Невесский, Е.Н., Медведев, В.С., Калинин, В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене – М.: Наука, 1977. – 236 с.

Пантюлин, А.Н. Динамика, структура и водные массы. Система Белого моря (под ред. академика РАН А.П. Лисицына). Т. 4. – М.: Научный мир, 2012. – С. 309-378.

Чернов, В.К. К изучению иловых отложений побережья Белого моря в связи с вопросом о вековом поднятии суши // Изв. ВГО, 1947. – Т. 79. – Вып. 1. – С. 65-78.

Шилова, О.С. Голоценовые диатомы болот Кольского полуострова и Северо-Восточной Карелии – М., 2011. – 178 с.

Demidov, I.N., Houmark-Nielsen, M., Kjaer, K.H., Larsen, E. The last Scandinavian

Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. – 2006. – Vol 35. – P. 425-433.

Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. – 2016. – 45. – P. 1-45.

Polyakova Ye.I., Novichkova Ye.A. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography / Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea Environment. / Lisitzin, A.P., Demina, L.L. (eds.). – Vol. 2 of Hdb Environmental Chemistry. – Springer. New York, 2018. – P. 10-48.

ОСОБЕННОСТИ ОБЩЕГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Анохин В.М.^{1,2}, Седышева Т.Е.³, Плетнев С.П.⁴

¹Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, vladanokhin@yandex.ru

³ФГБУ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия, tatsed@mail.ru

⁴Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, pletnev@poi.dvo.ru

Аннотация. Понимание особенностей и закономерностей геоморфологического строения подводных гор ложа океана позволяет лучше оценить перспективы на твердые полезные ископаемые тех или иных районов океанического дна. Целью исследования было выявление этих особенностей. Магеллановы горы представляют собой цепь подводных вулканотектонических построек в западной части Тихого океана, пересекающую Восточно-Марианскую котловину и разделяющую ее на южную и северную части. В течение 18-ти лет исследований на площади всех гайотов Магеллановых гор выполнена батиметрическая съемка многолучевым эхолотом в комплексе с геоакустическими исследованиями, магнитометрической съемкой, фототелепроектированием и донным пробоотбором. На основании результатов этих работ построена геоморфологическая карта Магеллановых гор. Выявлен ряд особенностей общего геоморфологического строения Магеллановых гор. Обнаруживается пространственная связь морфологических объектов с рисунком линейных элементов в этом районе. Морфология Магеллановых гор, так же, как и данные об их вещественном составе, говорят о них, как о вулканотекто-

нических сооружениях с существенно блоковой структурой, сформированных как вулканическими излияниями, так и вертикальными тектоническими движениями.

Ключевые слова: гайот, морфология, склон, отрог, линеамент

Введение. Магеллановы горы представляют собой цепь подводных вулканотектонических построек, пересекающую с северо-запада на юго-восток Восточно-Марианскую котловину и разделяющую ее на южную (впадина Сайпан) и северную (котловина Пигафетта).

До середины 80-х годов гайоты Магеллановых гор изучались в основном судами АН СССР. В районе были пробурены глубоководные скважины: 199 и 585 DSDP между гайотами Федорова и Ита-Май-Тай, 200 и 202 DSDP на вершинном плато гайота Ита-Май-Тай, 801 ODP в котловине Пигафетта и 802 ODP во впадине Сайпан.

Регулярные геолого-геоморфологические работы в Магеллановых горах производились АО «Дальморгеология» до 1996 года (Волохин и др., 1995, Мельников М.Е., 2005). С 2000 г. работы выполняются ГНЦ «Южморгеология» (с 2016 г. — АО «Южморгеология»).

Методика. До 2018 г. проведено 13 рейсов НИС «Геленджик», в ходе которых на всех гайотах Магеллановых гор выполнена площадная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM12 S-120 и спорадические батиметрические исследования межгорных впадин вдоль курсов подхода — отхода к району работ.

Результатом этой съемки явились кондичионные карты рельефа гайотов масштаба 1:200 000, сонарные изображения, теневые карты рельефа и карты уклонов дна, построенные с шагом 200 x 200 м. Помимо батиметрии комплекс методов включал геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование дна, а также донный

пробоотбор скальными коробчатыми драгами и бурением неглубоких скважин погружной буровой установкой ГБУ-1/4000-2 конструкции НПП «Севморгео». Комплексирование результатов различных видов исследования позволило установить не только новые геоморфологические особенности строения Магеллановых гор, но и трактовать их генезис.

Сопоставление полученных общих батиметрических карт с разным сечением изобат (через 100, 200, 500 м) с детальными батиметрическими картами отдельных гайотов (сечение изобат 50, 100, 200 м) позволило составить Геоморфологическую карту Магеллановых гор (рис. 1). Основная сложность составления этой карты заключалась в совмещении высокоградиентного рельефа гайотов с низкоградиентным рельефом межгорных впадин. При составлении карты совмещались подробные батиметрические данные по отдельным гайотам с редкими отрывочными данными по межгорным впадинам.

Результаты и обсуждение. Цепь Магеллановых гор разделяется на два основных звена — западное и восточное. Граница между ними проводится между гайотами Паллада и Федорова (рис. 1).

Западное звено простирается от 149° до 155° в.д. и от 15° до 19° с.ш. и имеет широтную ориентацию. Морфологические характеристики большей части построек западного звена соответствуют классическим особенностям гайотов (Менард, 1966; Heezen et al., 1973). Они обладают выраженным вершинным плато, покрытым рыхлыми осадками, изометричными или оваль-

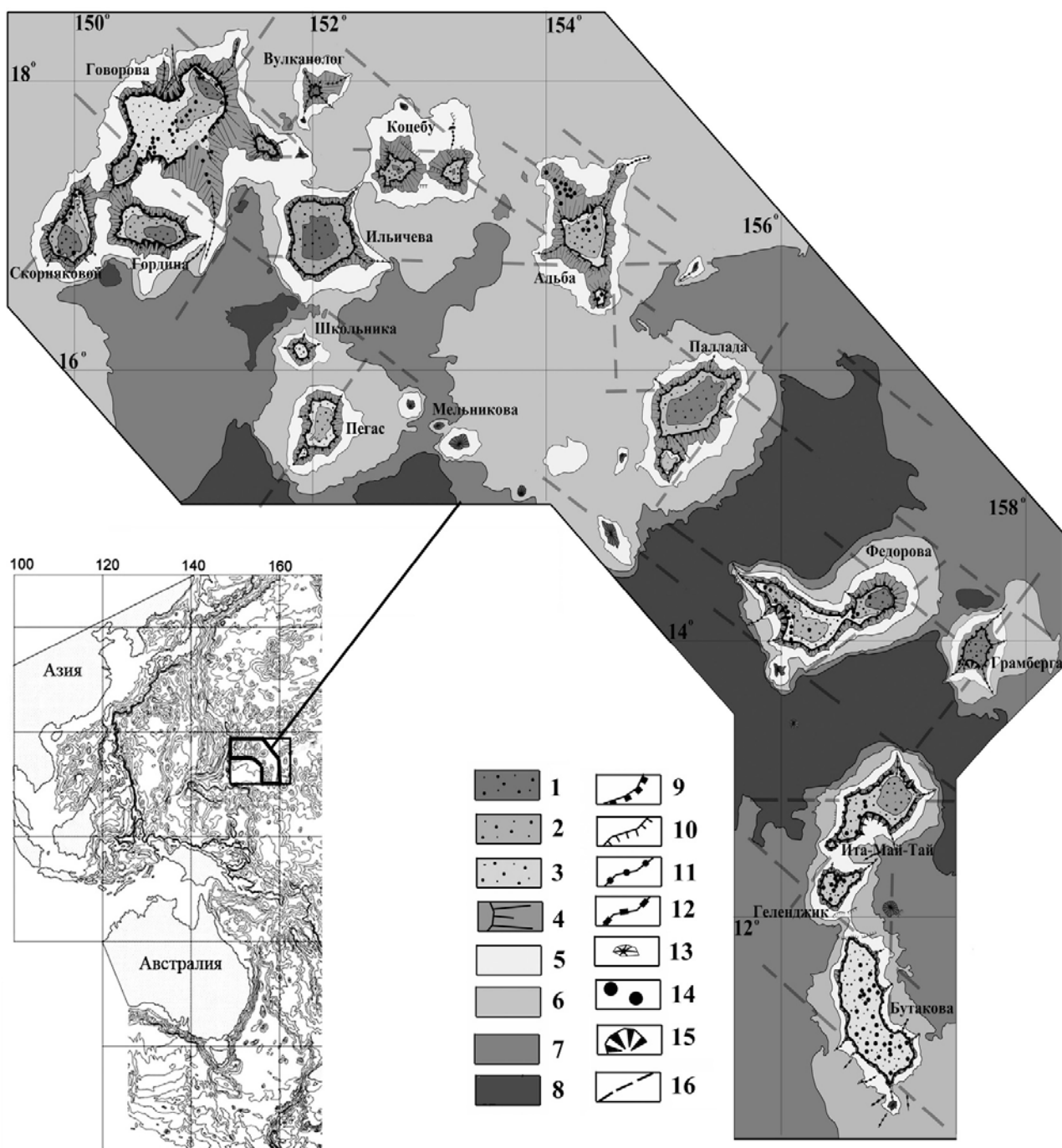


Рисунок 1. Геоморфологическая карта Магеллановых гор. 1-3 — вершинные поверхности гайотов: 1 — высокий уровень (до 1400 м), 2 — средний уровень (1400-1700 м), 3 — низкий уровень (1700-2000 м); 4 — склоны гайотов; 5 — цокольные основания гайотов; 6-8 — межгорные впадины: высокий уровень (4000-5000 м), 7 — средний уровень (5000-6000 м), 8 — низкий уровень (более 6000 м); 9 — бровки вершинных поверхностей; 10 — уступы; 11 — оси отрогов; 12 — оси желобов; 13 — островершинные горы; 14 — отдельные вулканические постройки в пределах гайотов; 15 — радиальные грабены; 16 — линеаменты, выделяемые по геоморфологическим признакам.

ными основаниями, выпукло-вогнутым профилем склонов.

Восточное звено ориентировано меридионально и расположено между $155^{\circ} 30'$ — $158^{\circ} 00'$ в.д. и $10^{\circ} 30'$ — $14^{\circ} 30'$ с.ш. (рис. 1). Все гайоты восточного звена характеризуются резкими угловатыми очертаниями, осложнены многочисленными мезоформами — отрогами, сателлитными постройками и др.

В восточном звене отмечено последовательное увеличение глубин вершинных плато гайотов с севера на юг. Бровка плато г. Федорова на западной вершине имеет среднюю глубину 1750 м, Ита-Май-Тай — 2000 м, Геленджик — 2300 м и Бутакова — 2700 м. На гайоте Грамберга, так же как и на восточной постройке г. Федорова, бровка имеет глубину 1500 м. Эта особенность может быть отражением изостатической уравновешенности положения гайотов (Мельников и др., 2013).

На Геоморфологической карте хорошо видно разделение западного и восточного звеньев по глубинности межгорных впадин: на площади западного звена преобладают глубины впадин от 5700 до 5850 м, на восточном — от 5800 до 6000 м (рис. 1).

Формы гайотов весьма разнообразны — от простых, в форме усеченного конуса (Скорняковой, Гордина), до весьма сложных, включающих две или более построек. Наиболее сложная форма у гайота Говорова, где основная постройка осложняется крупными сателлитными постройками и многочисленными крупными отрогами и выступами. Характерны «сдвоенные» формы, обусловленные срастанием двух сопоставимых по размеру построек (Коцебу, Федорова).

Основания гайотов расположены на

глубинах 5100-5700 м, в юго-восточной части — до 5900 м. Формы оснований различны — от относительно правильных (Пегас), до неправильных изрезанных форм (Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай). Площади оснований 1600-15000 км².

Вершинные плато гайотов Магеллановых гор расположены на глубинах 1400-2600 м. Плато представлены субгоризонтальными и пологонаклонными поверхностями ($0-2^{\circ}$), контуры которых, в общем, повторяют формы оснований. Площади вершинных поверхностей — от 37 км² (Вулканолог) до 3650 км² (Говорова) (Мельников и др., 2013).

Вершинные поверхности обычно субгоризонтальные, практически плоские (исключая зоны развития осложняющих вулканических конусов и куполов), перекрытые сплошным чехлом рыхлых карбонатных осадков. По периферии вершинных поверхностей появляются уклоны до 5° , здесь мощности осадков уменьшаются, сходя на нет и обнажая коренные породы к бровкам вершинных поверхностей. В других случаях горизонтальным является лишь небольшой участок в центральной части вершины, а далее к бровке уклоны поверхностей последовательно увеличиваются до $5-7^{\circ}$, и вершинная поверхность превращается в очень пологий купол. Вершинные плато и купола бывают осложнены валами и ложбинами, уступами, группами вулканических конусовидных или куполовидных построек. Относительные превышения (высоты гор) составляют 3900-5000 м.

Склоны гайотов имеют наибольшую крутизну — $20-25^{\circ}$ и более, в своей верхней части, у бровки вершинной поверхности (1600-2600 м). В центральных частях (2600-4000 м) крутизна уменьшается и со-

ставляет 10-15°. У подножий, на глубинах 4 000-5 600 м, склоны пологие (2-8°). Переход к предгорной равнине фиксируется еще одним перегибом на отметках 5000-5600 м (Мельников и др., 2013).

Все подводные горы осложнены площадными и линейными мезоформами разных рангов — отрогами, сателлитными и вулканическими постройками.

Наиболее крупные сателлитные постройки отмечены у гайотов Говорова, Паллада, Альба, Федорова (рис. 1). В генетическом отношении сателлиты могут быть индивидуальными постройками, но некоторые, вероятно, являются тектоническими отторженцами (Альба) (Koppers et al., 1998).

Почти на всех гайотах развиты отроги. Они имеют вид узких протяженных хребтов, отходящих от склонов горного сооружения на 10-40 км и более (рис. 1).

На гайотах развиты также ложбины длиной от 1-2 до 10-15 км, врез — 25-50 м. Судя по характеру изгибов, ложбины образованы придонными водотоками, но крупнейшая ложбина (каньон) на северном склоне гайота Говорова длиной до 25 км, шириной 3-7 км, глубиной вреза 300-1000 м, очевидно, имеет тектоническое происхождение.

Склоны нередко осложнены разнонаправленными уступами протяженностью от 1-2 до 15-30 км, амплитудами 25-350 м, иногда явно тектонического происхождения.

На склонах встречаются «радиальные грабены» — трапециевидные структуры проседания размерами 3-6 x 0,6-0,8 км (рис. 1) (Мельников и др., 2000, Koppers et al., 1998, Staudigel et al., 2010). Эти структуры образованы за счет сползания блоков с краевых участков вершинного плато. В «грабенах» обнажаются раннемеловые базальты и рифогенные известняки апта-ту-

рона. «Грабены», вероятно, связаны с вулканотектонической активностью.

На вершинных поверхностях гайотов и на их склонах развиты вулканические постройки; иногда их количество достигает нескольких десятков и даже сотен на одной горе. Вулканы часто образуют прямолинейные цепочки и валы (гайоты Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай), иногда образуя сложные пересекающиеся линейные структуры (гайот Бутакова) (Анохин, 2009, 2010, 2011). Возраст этих построек по результатам анализов варьирует от кампана до миоцена и, возможно, плиоцена (Мельников и др., 2000, 2007, 2012).

На карте (рис. 1) видно, что на Магеллановых горах существенно развиты линейные формы — протяженные линейные формы, составленные разнотипными формами рельефа (цепями вулканов, уступами, ложбинами и пр.) (Анохин, 2009). Наиболее заметны СВ и СЗ системы линейных форм (пример — СЗ линейная цепь гор Мельникова и прилегающих к ним построек), меридиональная и широтная системы развиты менее. Учитывая прямую связь линейных форм с тектоническими разломами, можно говорить о существенно блоковом строении Магеллановых гор.

Выводы. Магеллановы горы являются довольно сложным в геоморфологическом плане объектом. Ряд особенностей морфологии этих гор в сопоставлении с вещественным составом говорит о сложном комплексе процессов, воздействовавших на них на протяжении всей истории развития.

Морфологические особенности Магеллановых гор говорят о наличии в их генезисе существенной тектонической составляющей. Признаки разломообразования свидетельствуют о блоковых движениях,

которые в комплексе с вулканическими излияниями сформировали существующую структуру гайотов.

При существовании очевидных признаков существенных вертикальных колебательных движений, происходивших на протяжении всей истории развития Магеллановых гор, многолетние исследования не выявили сколь-нибудь заметных признаков горизонтальных движений.

Морфология Магеллановых гор, так же, как и другие данные, говорит о них, как о вулкано-тектонических сооружениях с существенно блоковой структурой, сформированных как вулканическими излияниями, так и вертикальными тектоническими движениями.

Литература

Анохин, В.М., Мельников, М.Е. Особенности строения северо-восточного склона гайота Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. – 2010. – Т. 29. – №4. – С. 34-44.

Анохин, В.М., Мельников, М.Е., Седышева, Т.Е. Некоторые особенности морфологии гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Изв. РГО. – 2011. – №1. – Т. 143. – Вып.4. – С. 45-60.

Анохин, В.М. Закономерности структурного плана района Магеллановых гор (Тихий океан) // Изв. РГО. – 2009. – №1. – Т. 41. – Вып. 1. – С. 33-44.

Волохин, Ю.Г., Мельников, М.Е., Школьник, Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность – М.: Наука, 1995. – 368 с.

Мельников, М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок – Гелленджик: ГНЦ «Южморгеология»,

2005. – 230 с.

Мельников, М.Е., Плетнев, С.П., Басов, И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. – 2007. – №3. – Т. 26. – С. 65-74.

Мельников, М.Е., Плетнев, С.П., Седышева, Т.Е., и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2012. – №1. – Вып. №19. – С. 78-97.

Мельников, М.Е., Подшувейт, В.Б., Пуляева, И.А., Невретдинов, Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. – 2000. – №5. – Т. 19. – С. 38-46.

Мельников, М.Е., Седышева, Т.Е., Агапова, Г.В. и др. Особенности геоморфологического строения гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Изв. РГО. – 2013. – Т. 145. – Вып. 6. – С. 29-43.

Менард, Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир. 1966. 276 с.

Heezen, B.C., Matthews, J.L., Catalano, R. et. al. Western Pacific guyots / Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. – W., 1973. – v. 20. – P. 653 - 723.

Koppers, A.A.P., Staudigel, H., Wjilbrans, J.R., Pringle, M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Scie. Let. – 1998. – v. 163. – P. 53–68.

Staudigel, H., Clague, D.A. The geological history of deep-sea volcanoes // Oceanography. – 2010. – V. 23. – No.1. – P. 58-71.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Баранская А.В.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
alisa.baranskaya@yandex.ru*

Аннотация. Для выявления механизмов и особенностей пространственного и временного распределения относительного уровня морей Российской Арктики в послеледниковое время собрана база данных, включающая 634 датировки древних береговых линий, континентальных и морских отложений на берегах Белого, Баренцева, Карского моря и моря Лаптевых. Установлены закономерности пространственной и временной изменчивости уровня моря в 26 выделенных районах. Регионы, перекрывавшиеся ледниковыми щитами, испытывают преимущественное поднятие земной коры, осложненное в некоторых случаях колебаниями уровня моря; области вокруг краев ледника характеризуются подъемом относительного уровня моря в течение всего голоцена, а районы, удаленные от центров оледенения, испытывают влияние иных механизмов, не связанных с гляциоизостатической компенсацией. Тем не менее, тектонические движения земной коры также оказывают существенное влияние на поведение относительного уровня моря, накладываясь на эти тенденции; удалось выявить конкретные примеры такого влияния. Данные сравнивались с результатами численного моделирования процессов гляциоизостаии: моделей ICE-6G_C VM5a (Argus et al., 2014; Peltier et al., 2015) и ICE-7G_NA VM7 (Roy and Peltier, 2017). Помимо основных гляциоизостатических моделей, данные из базы были сравнены с результатами 3D-моделирования (Li et al., 2018), учитывающего неоднородности вязкости мантии и мощности литосферы. Несмотря на значительную сходимость результатов моделирования с данными базы, присутствуют и расхождения, по-видимому, имеющие тектоническую природу и свидетельствующие о наличии дифференцированных движений земной коры, осложняющих общую картину гляциоизостатических поднятий и опусканий крупных регионов.

Ключевые слова: уровень моря, гляциоизостаия, вертикальные движения земной коры, Арктика

Изменения относительного уровня арктических морей России в конце позднего плейстоцена-голоцене контролируются несколькими факторами, меняющимися в пространстве и времени: эвстатическим ростом уровня Мирового Океана, продолжающемся в максимум последнего оледенения, процессами гляциоизостатической компенсации, тектоническими движениями и иными механизмами. Для выявления роли каждого из факторов и восстановления истории

изменений уровня моря и развития рельефа прибрежных территорий применяются численные модели, реконструирующие интенсивность гляциоизостатической компенсации, неоднородной в пространстве и времени. Для калибровки и верификации этих моделей необходимы геолого-геоморфологические данные об изменениях относительного уровня моря. В Российской Арктике подобная информация особенно важна, поскольку основные модели отка-

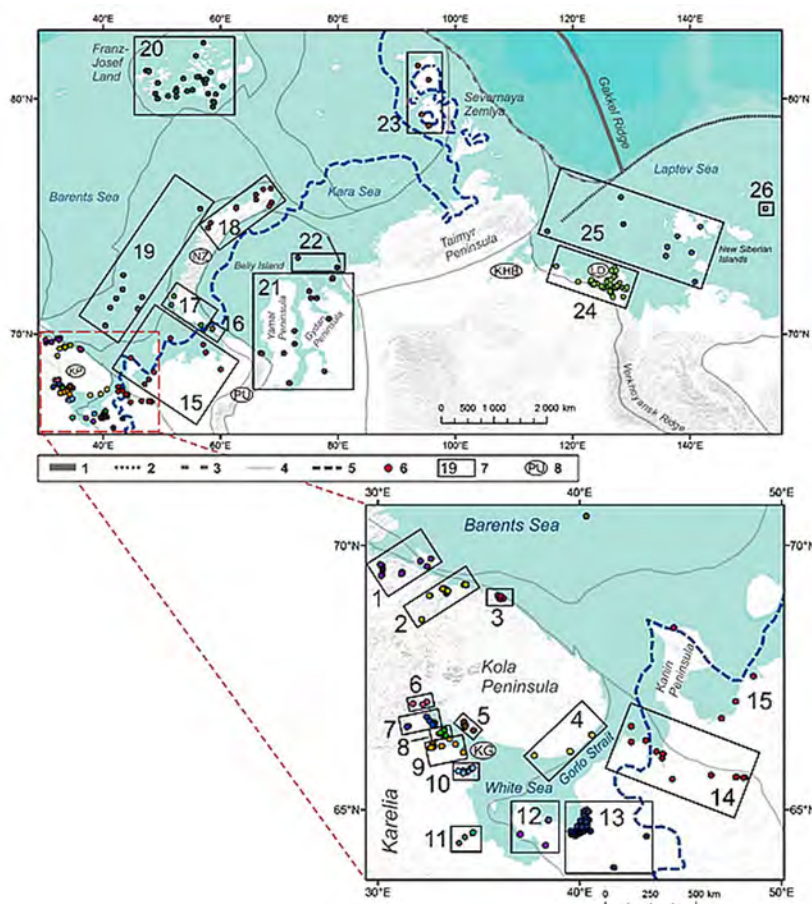


Рисунок 1. Пространственное распределение точек базы данных об изменениях относительного уровня моря в Арктике. 1 — спрединговый хребет Гаккеля; 2 — Хатангско-Ломоносовский трансформный разлом; 3 — примерная граница переходной зоны от континентальной к океанической коре; 4 — упрощенные границы тектонических областей; 5 — юго-восточная граница Евразийского ледникового щита в пределах его максимального распространения (согласно Patton et al., 2017); 6 — точки базы данных; 7 — районы и их номера (1 — Мурманский берег 1 (Рыбачий, Никель-Киркенес), 2 — Мурманский берег 2 (Полярный, Кольский залив), 3 — Мурманский берег 3 (Дальние Зеленцы), 4 — Восточный берег Кольского полуострова, 5 — Умба, 6 — Кнадалакиша, 7 — Лесозаводский, 8 — Ругозерский полуостров, 9 — Губа Чупа и Керетский архипелаг, 10 — Энгозеро, 11 — Беломорск, 12 — Онежский полуостров, 13 — побережье Двинского залива, 14 — побережье Мезенского залива, 15 — Тиманский берег, 16 — о. Вайгач, 17 — Южный остров Новой Земли, 18 — Северный остров Новой Земли, 19 — Баренцеоморский шельф, 20 — Земля Франца-Иосифа, 21 — Ямало-Гыданская область, 22 — Карский шельф, 23 — Северная Земля, 24 — Дельта Лены и побережье моря Лаптевых, 25 — Лаптевоморский шельф и западная часть архипелага Новосибирский острова, 26 — остров Жохова); 8 — географические названия: PU — Полярный Урал, KP — Кольский полуостров, NZ — Новая Земля, КНВ — Хатангский залив, ВН — губа Буор-Хая, LD — Дельта р. Лены, КГ — Кандалакшский залив

либрованы для Европы и Северной Америки, а арктические моря Евразии долго время оставались «белым пятном» в подобных реконструкциях.

В 2015-2018 г. была создана база литературных данных изменения относительного уровня морей Российской Арктики в позднем плейстоцене и голоцене (Baranskaya et al., 2018). Она была дополнена, проведен более строгий контроль качества данных для возможности ее сравнения с ведущими мировыми моделями процессов гляциоизостатической компенсации. В результате подобного контроля качества количество точек было уменьшено с 703 до 634, с высотным разбросом от 150 до –50 м. Точки были сгруппированы в 26 районов (рис. 1), исходя из их а) географического положения, б) геолого-тектонических особенностей, в) положения относительно ледникового щита во время максимума последнего оледенения (МИС 2 — вторая морская изотопная стадия).

Эти данные сравнены с базой данных Университета Торонто, которая ранее использовалась для калибровки моделей ICE-6G_C VM5a (Argus et al., 2014, Peltier et al., 2015) и ICE-7G_NA VM7 (Roy and Peltier, 2017). База данных, описанная в публикации (Baranskaya et al., 2018) и впоследствии модифицированная, значительно улучшает пространственное покрытие территории Российской Арктики данными об изменениях относительного уровня моря: старая база данных содержала информацию только из пяти из 26 районов новой базы: районов 3, 16, 18, 19 и 23. Кроме того, ранее не выполнялось контроля качества данных, а погрешности возраста и высоты либо не были оценены, либо были оценены бессистемно, с использованием разных, чаще всего, случайных, методик. Количество точек также

увеличилось в четыре раза.

Построены графики изменения относительного уровня моря в 26 выделенных районах, установлены закономерности его пространственной и временной изменчивости. Районы, перекрывавшиеся ледниковыми щитами, испытывают преимущественное поднятие земной коры, осложненное в некоторых случаях колебаниями уровня моря; области вокруг краев ледника характеризуются подъемом относительного уровня моря в течение всего голоцена, а регионы, удаленные от центров оледенения, испытывают влияние иных механизмов, не связанных с гляциоизостатической компенсацией. Тем не менее, тектонические движения земной коры также оказывают существенное влияние на поведение относительного уровня моря, накладываясь на эти тенденции; удалось выявить конкретные примеры такого влияния.

Проведено сравнение данных из базы с результатами моделирования с использованием моделей ICE-6G_C VM5a (Argus et al., 2014; Peltier et al., 2015) и ICE-7G_NA VM7 (Roy and Peltier, 2017). Помимо основных гляциоизостатических моделей, данные из базы были сравнены с результатами 3D-моделирования (Li et al., 2018), учитывающего неоднородности вязкости мантии и мощности литосферы (рис. 2).

На графиках заметна хорошая сходимость результатов моделирования с геологическими данными во многих регионах поздневалдайского оледенения, к примеру в районах 1 (Мурманский берег Баренцева моря), 3 (Дальние Зеленцы), 8 (Ругозерский полуостров, Карелия). Тем не менее, присутствуют и системные отклонения данных моделирования от натуральных данных. В районе 5 (Умба) расхождение в конце позднего плейстоцена — начале голоцена, вероятно,

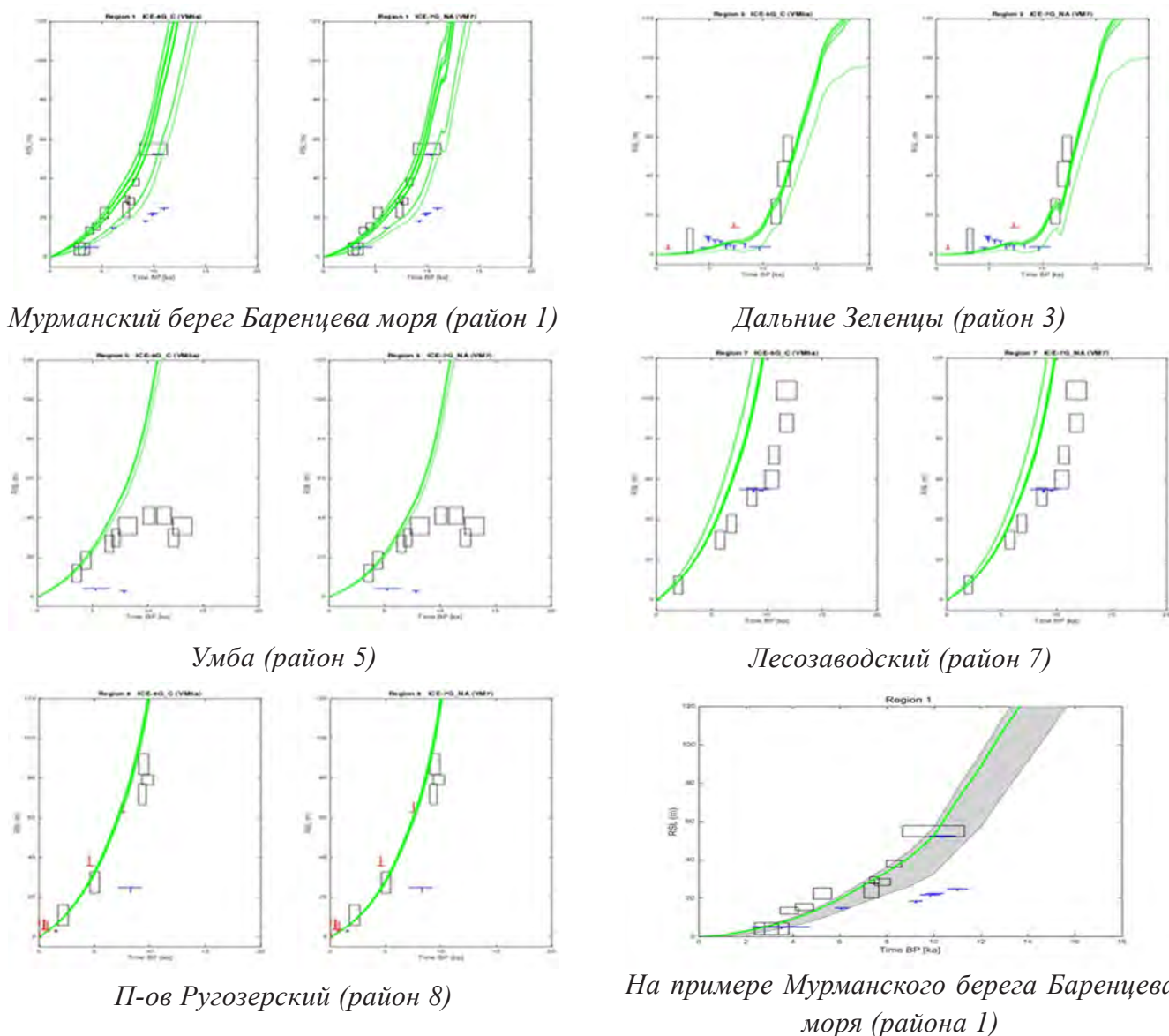


Рисунок 2. Кривые изменения относительного уровня моря по данным модели (Li et al., 2018), наложенные на данные из базы об изменениях относительного уровня морей Российской Арктики в голоцене, собранные в рамках Проекта. Серым цветом показано распределение возможного положения относительного уровня моря в пределах региона, зеленым — его среднее положение в центральной части региона.

вызвано сложной историей Беломорского бассейна, описанной ранее: непосредственно после схода ледника уровень моря здесь мог зависеть от гляциоизостатического поднятия не только самого района Умбы, но и от высотного положения Горла Белого моря, служившего подпруживающим порогом. В районе пос. Лесозаводский (район 7) ампли-

туды гляциоизостатического поднятия, по данным моделирования, должны были быть выше по сравнению с наблюдаемыми по геологическим данным. Возможно, подобное расхождение вызвано влиянием дифференцированных локальных тектонических движений.

Помимо дифференцированных тектони-

ческих движений, на распределение амплитуд гляциоизостатического поднятия могут оказывать влияние и неоднородности плотностных свойств литосферы и мантии. Российская Арктика — один из регионов, где амплитуды и скорости поднятий значительно зависят от пространственной изменчивости вязкости (Li et al., 2018) и мощности литосферы (Zhong et al., 2003, Li, Wu, 2018). Помимо основных гляциоизостатических моделей, данные из базы были сравнены с результатами 3D-моделирования, учитывающего неоднородности вязкости мантии и мощности литосферы (рис. 2).

Для районов со значительным количеством данных, несмотря на некоторые выбивающиеся точки, кривые показывают хорошую сходимость с геологическими индикаторами. В других районах, таких, как, к примеру, Мурманский берег Баренцева моря, могут присутствовать расхождения: в частности, в середине голоцена (3-6 тыс. лет назад) реальная кривая лежит несколько выше смоделированной.

Таким образом, несмотря на значительную сходимость результатов моделирования с данными базы, присутствуют и расхождения, по-видимому, имеющие тектоническую природу и свидетельствующие о наличии дифференцированных движений земной коры, осложняющих общую картину гляциоизостатических поднятий и опусканий крупных регионов.

Исследования проведены при поддерж-

ке проекта РФФИ 20-35-70002.

Литература

Argus, D.F., Peltier, W.R., Drummond, R., Moore, A.W. The Antarctic component of postglacial rebound Model ICE-6G_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses and sea level histories. *Geophys. J. Int.* — 2014. — 198. — 537-563. DOI: 10.1093/gji/ggu140.

Baranskaya, A.V., Khan, N.S., Romanenko, F.A., Roy, K., Peltier, W.R., Horton, B.P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Science Reviews.* — 2018. — Vol. 199. — P. 188-205. URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>.

Li, T., Wu, P., Steffen, H., Wang, H. In search of laterally heterogeneous viscosity models of glacial isostatic adjustment with the ICE-6G_C global ice history model // *Geophys. J. Int.* — 2018. — 214(2). — 1191-1205.

Peltier, W.R., Argus, D.F., Drummond, R. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: the global ICE-6G_C (VM5a) model // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* — 2015. — 120. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011176>, 2014JB011176.

Roy, K., Peltier, W.R. Space-geodetic and water level gauge constraints on continental uplift and tilting over North America: Regional convergence of the ICE-6G_C (VM5a/VM6) models // *Geophys. J. Int.* — 2017. — 210(2). — 1115-1142.

О РАЗВИТИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА БЕРИНГОВА МОРЯ

Белоус О.В.

*Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия, belous@poi.dvo.ru*

Аннотация. Проведен анализ, систематизация, обобщение фактического материала: батиметрических карт, данных НСП и эхолотного промера, ранее опубликованных материалов. В ходе работы выполнено описание морфологии акустического фундамента склонов Берингова

моря, рассмотрено рельефообразующее значение осадочного чехла. На основе фактического материала и литературных данных определены рельефообразующие экзогенные процессы и выявлены закономерности и тенденции развития склонов в районе исследования. Первичным континентальный склон, обусловленный возникновением первичного перепада между блоками земной коры, в настоящее время выражен уступом, является тектоническим. Такие склоны описаны у Северной Камчатки. К ним же можно отнести и берингоморский склон блоков островов Командорских и Ближних. В пределах остальных блоков Командорско-Алеутского хребта на берингоморском фланге первичны преимущественно, вулканические склоны. Аккумулятивный процесс на границе суша — море способствует захоронению первично-тектонического или первично-вулканического склона. Степень преобразования и тренды развития вторичного склона зависят от морфометрических и морфологических характеристик первичного склона; размерами областей сноса терригенных осадков, их удаленностью и длительностью трансформации — чем дальше происходит аккумуляция, тем больше ее сглаживающее влияние. В пределах Чукотско-Аляскинской континентальной окраины и у берегов Корякии продольное по отношению к суше расчленение акустического фундамента, его высокие передовые возвышенности, перекрывающие пути миграции осадков и задерживающие их в тыловых депрессиях, способствуют сохранению континентального склона свободным от осадков. Аномальная аккумуляция вблизи обширных областей сноса в прошлом и в настоящее время играет существенную рельефообразующую роль. В результате этого процесса сформированы плато Умнак и Хатырский участок континентального склона. Благоприятным условием в этих районах также является тектоническая расчлененность фундамента на выступы и впадины. Первые выступают в роли барьеров, а вторые — в роли седиментационных ловушек.

Ключевые слова: Континентальный склон, рельеф дна, экзогенные процессы, подводные долины, континентальное подножье, Берингово море

Уникальность Берингова моря, занимающего самое северное положение в переходной зоне Западно-Тихоокеанского типа, заключается в положении на стыке Тихого океана и двух континентов — Евразийского и Северо-Американского. Большую часть его занимают субокеанические глубоководные котловины — Алеутская, Командорская и Бауэрс, обрамленные и разобщенные выступами континентальных окраин этих материков. Граница между ними проходит по подошве континентального склона.

Исследования склонов Берингова моря осуществлено при применении структурно-геоморфологического анализа, учитывающего специфику морских геоморфологических исследований — невозможность

применения в широких масштабах традиционных методов картирования, используемых на суше, вследствие недоступности объекта наблюдения. Были использованы фактические материалы сонарной съемки, сейсмопрофилирования и т.д., некоторые из которых ранее в интересах морской геоморфологии почти не рассматривались, а ограничивались фиксацией морфографических и морфометрических характеристик дна или касались частных вопросов. Были рассмотрены и проанализированы опубликованные материалы, в том числе морские и тематические карты (Берингово море, 1992).

Как элемент рельефа континентальный склон понимают большинство исследователей, но также используют для обозначения

ния элемента структуры континентальной окраины, ссылаясь на отсутствие специального геологического термина. Независимо от направленности развития, процесс дифференциации земной коры на крупные континентальные (субконтинентальные) и океанические (субокеанические) блоки обусловлен тектоникой, а первичным континентальный склон обусловлен возникновением первичного перепада между этими блоками. Таким образом, его природа, без сомнения, тектоническая. Таков склон у Северной Камчатки и берингоморский склон блоков островов Командорских и Ближних, где он имеет приразломную природу (Селиверстов, 1998). В пределах остальных блоков Командорско-Алеутского хребта на берингоморском фланге первичными преимущественно, являются вулканические склоны.

Первично-тектонический или первично-вулканический склон в рельефе акустического фундамента в настоящее время выражен уступом. Аккумулятивный процесс на границе суша — море, способствует его захоронению (Лисицин, 1966).

В пределах Чукотско-Аляскинской континентальной окраины и у берегов Корякии склон представляет собой седиментационную геофлексуру, осложненную продольными грабенообразными рвами и обширными эрозионными долинами. Продольное по отношению к суше расчленение фундамента, в таких районах как Чукотско-Аляскинская терраса и Карагинский залив, передовые возвышенности акустического фундамента, перекрывая пути миграции осадков, задерживают их в тыловых депрессиях. В таких случаях высота передового выступа по отношению к тыловым депрессиям, обуславливает продолжительность его сохранению

свободным от осадков.

Для низких передовых выступов, как на Хатырском участке, потребовалось меньшее количество осадков, чтобы заполнить тыловую депрессию и перекрыть эти выступы. В районе сочленения Чукотско-Аляскинского предконтинента и Алеутского фланга Командорско — Алеутского хребта передовые выступы фундамента невысокие, с пологими склонами, что в сочетании с активным выносом осадков вдоль Бристольского прогиба привело к формированию аккумулятивного плато Умнак. В этих районах сформировался пологий преимущественно аккумулятивный склон (Белоус, Сваричевский, 2007).

В других случаях (западнее Олюторского полуострова), даже заполнив тыловую депрессию и перекрыв этот передовой выступ, осадки не задерживаются на крутом склоне, а аккумулируются у его подножия.

Значительный объем открытого бассейна перед первичным склоном также способствует его длительному сохранению без осадков. Таким примером служит фронтальный уступ восточнее Олюторского полуострова, где его высота достигает 1 500 м, а крутизна его превышает 10-15°. Объем обширной и глубокой Алеутской котловины несопоставим с возможными объемами сноса терригенного материала.

Для участков первичного континентального склона характерно долинное расчленение и следы обваливания бровки шельфа. Здесь широко распространены обвальное-оползневые формы, обусловленные деятельностью гравитационных процессов: оползания, обваливания и эрозии суспензионными потоками высокой плотности, вызванными, возможно, благоприятными для гравитационного обрушения условиями эндогенного

характера: значительной высотой и крутизной первично-тектонических и вулканических склонов, раздробленностью пород и т.д. Иницирующим началом оползневого процесса фактором могут служить сейсмические толчки, воздействие на верхнюю часть континентального склона штормовых волн. Однако, при имеющихся уклонах дна, оползни могут возникнуть даже лишь под действием силы тяжести вследствие пластичности сильно насыщенных водой донных отложений. Широкое континентальное подножие у основания склона сформировано сносимыми вниз турбидитами.

Перенос материала по подводным долинам, расчленяющим сложно построенную зону материкового и островного склонов Берингова моря, сопровождается гидродинамическим воздействием на стенки долины, что сопровождается их эрозией. Наиболее расчленен долинами крутой склон Чукотско-Аляскинской подводной континентальной окраины, где выделены каньоны Наваринский, Первенца, Жемчуга, Прибыловский, Беринга и другие. Протяженность этих каньонов составляет 100-350 км, а подводной долины Беринга — 500 км. Ширина варьирует от 9 до 46 км, а глубина их вреза в осадочный чехол достигает 1200 м (Удинцев, Бойченко, Канаев, 1959).

Аккумуляция осадков в зоне затухания линейных потоков обуславливает формирование локальных глубоководных конусов выноса на подножье континентального склона.

Экзогенные процессы почти повсеместно преобразовали первично-эндогенный континентальный склон и в современном рельефе морского дна представлено вторичное образование. Исключением являются наиболее молодые области совре-

менного вулканизма. Интенсивность и направленность развития вторичного склона определяется различными факторами, среди которых морфометрические (крутизна, высота) и морфологические (степень расчлененности) характеристики первичного склона; размерами областей сноса терригенных осадков, удаленностью от них и от продолжительности преобразования склона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ФНИ (ГП 14) ТОИ ДВО РАН (№ гос. рег. АААА-А17-117030110033-0).

Литература

Белоус, О.В., Сваричевский, А.С. Особенности геоморфологического строения дна Берингова моря / Дальневосточные моря России / Гл. ред. В.А. Акуличев / Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. — М.: Наука, 2007. — С. 323-343

Берингово море. Атлас геолого-геофизических карт / Гл. ред. И.С. Грамберг. Отв. ред. О.П. Дундо. — Л.: ВНИИОкеангеология. ПГО Севморгеология МинГео СССР, 1992.

Лисицин, А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море — М.: Наука, 1966. — 575 с.

Селиверстов, Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг — М.: Научный мир, 1998. — 164 с.

Удинцев, Г.Б., Бойченко, И.Г., Канаев, В.Ф. Рельеф дна Берингова моря / Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — С. 17-64.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ БЕРИНГОВА И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

Белоус О.В., Леонова Т.Д.

Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия, belous@poi.dvo.ru

Аннотация. Флювиальные поверхности представлены эрозионными склонами подводных долин, перенос материала по которым осуществляется в результате промывного режима русел и сопровождается гидродинамическим воздействием на стенки долины, что неминуемо ведет к их эрозии. Это позволяет, независимо от причин, приведших к заложению подобных ложбин (возможно тектоническая раздробленность фундамента) отнести эти ложбины к флювиальным. Проведен анализ, систематизация, обобщение фактического материала: батиметрических карт, данных НСП и эхолотного промера, ранее опубликованных материалов. В ходе работы проведено описание сети подводных долин в пределах шельфа Западного и Северо-Восточного Приохотья. Флювиальные процессы наиболее хорошо развиты на крутых континентальных склонах. Перемещение вниз по узким линейным зонам суспензионного материала приводит к развитию эрозионных долин, а его накопление — к созданию конусов выноса в их устьях. Наиболее крупные конусы выноса зафиксированы в устьях долин Чукотско-Аляскинского континентального склона Берингова моря, где выделены крупнейшие каньоны Наваринский, Первенца, Жемчуга, Прибыловский, Беринга и др., а в Охотском море — Абасири. Конусы выноса крупных рек суши — Юкон, Кускоквим (Берингово море) — также имеют внушительные размеры. Подводные эрозионные долины равнинного типа продолжают каньоны и прослеживаются далеко в пределах континентального подножия и глубоководных котловин. В ряде случаев они обрамлены прирусловыми валами. Приливно-отливные течения обуславливают существование эрозионных долин в Беринговом проливе, в заливе Нортон, в устье реки Кускоквим и у п-овов Сьюард и Чукотского. Их деятельность также является причиной возникновения гряд и ложбин. Придонные течения приводят к образованию промоин вокруг выступов фундамента. Под их воздействием формируются и аккумулятивные формы — например, песчаные волны в северной части Берингова моря.

Ключевые слова: Подводные долины, конусы выноса, приливо-отливные течения, палеодолины

Введение. В связи с возрастающим значением Дальневосточных морей России, как объектов приложения хозяйственной деятельности, немаловажным является получение новых достоверных сведений об их рельефе, как о важнейшем факторе, влияющем на перемещение водных масс в придонном слое. Его необходимо учитывать при прогнозировании экологических последствий хозяйственной деятельности человека на морском дне, а также воздействия

катастрофических природных явлений (цунами, и т.д.). С целью получения более достоверной геоморфологической картины и выявления рельефообразующих процессов, ответственных за трансформацию морского дна, был проведен анализ, систематизация, обобщение фактического материала: батиметрических карт, данных НСП и эхолотного промера, в том числе, полученных в экспедициях 2005- 2016 года, а также опубликованных материалов, ранее не исполь-

зовавшихся в целях геоморфологии.

Флювиальный рельеф обусловлен размывом дна линейными потоками придонных водных масс и аккумуляцией осадков в зоне затухания этих потоков (Котенев, 1965). Флювиальные поверхности представлены эрозионными склонами подводных долин, перенос материала по которым осуществляется в результате промывного режима русел и сопровождается гидродинамическим воздействием на стенки долины, что неминуемо ведет к их эрозии. Независимо от причин, приведших к заложению подобных ложбин (возможно тектоническая раздробленность фундамента) позволяют отнести эти ложбины к флювиальным.

Результаты. В Охотском море крупным морфоструктурным элементом шельфа являются подводные долины Западного и Северо-Восточного Приохотья. Несмотря на то, что их генезис и история развития трактуется исследователями по-разному, в настоящее время основную роль в их развитии играют экзогенные процессы.

В пределах шельфа Западного Приохотья выделена густая сеть подводных долин. Часть из них, по мнению большинства исследователей, представляют собой затопленные палеодолины крупных речных систем, существовавших ранее на площади, ныне занятой морем (Вейнсберг, 1978). Крупные древовидные в плане речные системы начинаются в средней части Удской губы и Ульбанского залива. Мощный желоб прослеживается также и в Тугурском заливе (Леонова, 2010). Долина Удской губы, обрисовывая в плане ряд плавных изгибов, прослеживается в направлении с юго-запада на северо-восток на протяжении 125 км. Она имеет ширину несколько километров и глубину, обычно измеряющуюся несколькими

метрами. Долина почти до краев заполнена аллювием, и по данным звуковой геолокации мощность отложений достигает 80 м.

По сейсмоакустическим профилям погребенные палеодолины рек прослежены в области шельфа на следующие расстояния: Уды — 175 км, Тугура — 150 км, Сырана — 100 км, Усалгина — 100 км (Радкевич, 1977). Показательно, что вблизи современной зоны осушки древние долины рек полностью перемыты и сейсмоакустически не прослеживаются.

В Северо-Восточном Приохотье желоб, соединяющий залив Шелехова с Охотским морем, является основной морфоструктурой этого района. Это крупнейшая линейная депрессия, протягивающаяся в субмеридиональном направлении почти на 300 км. Ширина ее колеблется от 30 до 40 км, превышение бровки склонов над тельвегом — 300-400 м. Желоб в средней своей части имеет ярко выраженный корытообразный поперечный профиль.

На шельфе Берингова моря палеодолины крупных рек суши (пра-Анадырь, пра-Юкон) погребены под мощным слоем осадков. Однако долины — наиболее распространенная форма расчленения в сложно построенной морфологической зоне материкового и островного склонов. Наиболее хорошо они представлены на крутых склонах Чукотско-Аляскинской подводной континентальной окраины, где выделены каньоны Наваринский, Первенца, Жемчуга, Прибыловский, Беринга и другие (Удинцев, Бойченко, Канаев, 1959, Scholl and all, 1970). Крупные подводные долины этой области склона отличаются большими размерами. Протяженность этих каньонов составляет 100–350 км, а подводной долины Беринга — 500 км. Ширина варьирует от 9

до 46 км, а глубина их вреза в осадочный чехол достигает 1200 м (Carlson, Karl, 1988).

Крупные подводные долины Камчатско-Корякской континентальной окраины начинаются в пределах шельфа на глубинах 50–200 м в направлении речных долин или озерных депрессий суши и пересекают поверхность склона. Подводные долины близ северо-восточного побережья Камчатки V-образной формы, иногда с узким плоским дном. На материковом склоне Олюторского залива и Корякского побережья часть подводных долин имеет корытообразный профиль в верхней части склона и V-образный в средней. Углы склонов подводных долин в среднем 5–8°.

В пределах Командорско-Алеутской гряды наибольшее количество подводных долин наблюдается в зонах сочленения участков подводного хребта, имеющих различные простирания, а также в районе стыка подводного хребта Командорско-Алеутской гряды с хребтом Бауэрс. Большинство подводных долин приурочено к южному, более широкому и пологому островному склону гряды. Начинаясь в верхней части островного склона, подводные долины прорезают его до глубины 3500–4000 м; их устья на севере находятся на равнине подножья островного склона, на юге чаще всего в пределах Алеутского «бенча».

Сходны с ними подводные долины Курило-Камчатского хребта. В плане отмечается их прямолинейность, не считая отдельных небольших изгибов, приуроченных к районам сочленения участков склона с различным простиранием.

Если крупные подводные долины области материкового и островного склона приурочены к определенным участкам, то более мелкие подводные долины распространены повсеместно, и их трудно увязать с теми

или другими тектоническими линиями, известными в пределах шельфа или суши. Таковы эрозионные долины, обнаруженные на пологих равнинах краевого плато Умнак (Берингово море), в Охотском море — на аккумулятивной равнине к югу от впадины Дерюгина и к западу от острова Парамушир на глубине 1300–1500 м, сходной с уровнем абразионных платформ нижнего шельфа, что дает основание предполагать их реликтовое состояние в настоящее время. Вместе с тем, их русла, лишённые наносов, могут свидетельствовать о современной «очистке» их. Существование современной гидродинамической активности придонных вод требует экспериментального подтверждения.

Подводные эрозионные долины равнинного типа продолжают каньоны и прослеживаются далеко в пределах континентального подножия и собственно глубоководных котловин.

Эрозия русел долин сопровождается накоплением суспензионного материала, перемещаемого вниз по узким линейным зонам размыва и формированием аккумулятивных форм. Это происходит на склонах вдоль тальвегов подводных долин, напоминающая русловой процесс и в их устьях с образованием суспензионно-намывных конусов выноса, локальность распространения которых отличает их от обширных шлейфовых поверхностей аккумуляции дистальных турбидитов. Наиболее крупные конусы выноса зафиксированы в устьях долин Чукотско-Аляскинского континентального склона, которые, где они, сливаясь, образуют континентальное подножье. Оно, в свою очередь, осложнено другими аккумулятивными формами — прирусловыми валами и намывными террасами. Комплексы выноса отдельных каньонов (например, Хатырского), сложенные сериями конусов

среднемиоцен-четвертичного возраста, отчетливо выделяются в рельефе дна в виде возвышенностей (Евсюков, Волокитина, 1985). Конусы выноса крупных рек суши — Юкон, Кукоквим — также имеют внушительные размеры.

В Охотском море наиболее крупный конус выноса установлен в устье долины Абасири (о. Хоккайдо).

В ряде случаев прирусловые валы обрамляют долины и в пределах глубоководных котловин Дальневосточных морей.

Основная роль в качестве рельефообразующего экзогенного фактора после выхода поверхности из зоны волнового воздействия остается за придонными морскими течениями. Придонные течения могут быть вызваны различными причинами — это могут быть штормовые, сгонно-нагонные, приливные и контурные течения. Рельфообразующая роль первых трех при структурно-геоморфологическом анализе разделить довольно трудно.

В рассматриваемых морях приливо-отливные течения достигают значительных величин, как в скоростях, так и в амплитудах, что отражено в рельефе дна. В Охотском море к формам рельефа, обусловленным приливо-отливными течениями отнесены линейные промоины глубиной до 50 метров в Пенжинской губе, где приливы достигают 15 метров, а также аккумулятивные гряды на дне впадины ТИПРО, представляющей бассейн стока этого канала и сопряженного с ним шельфового желоба Шелихова. Линейные и изометричные в плане промоины, обусловленные этими течениями, осложняют выровненный шельф Пришантарья.

В Беринговом море многочисленные следы деятельности приливо-отливных течений выделяются в пределах Восточно-Бе-

рингоморского шельфа — в Беринговом проливе и заливе Нортон, в устье реки Кукоквим, у п-овов Сьюард и Чукотского. Здесь поверхность дна расчленена длинными узкими грядами и желобами. За счет размыва приливо-отливными течениями можно отнести образование пологих вытянутых замкнутых впадин в центральной части залива Литке и в пределах пролива Этолина, отделяющего остров Нунивак от острова Нельсон и материкового берега.

К флювиальным формам, созданным придонными течениями следует отнести моуты — промоины у выступов обнаженного фундамента или вулканических построек. На этих участках наблюдается отсутствие современного осадконакопления. Кроме того, происходит вымывание осадков отложенных ранее. Вынесенный из промоин придонными течениями материал переносится в зону гидродинамической тени, где он отлагается и образует валообразные брустверы. Они обнаружены в пределах хребтов Бауэрс и Ширшова (Сваричевский, Белоус, 2004). В Охотском море они обнаружены в восточной части возвышенности Академии наук и на восточном склоне впадины Дерюгина, а также на Курило-Камчатском хребте.

Придонные течения создают промывной режим также в узких проливах между островами Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской гряд, где наблюдаются следы размыва осадков. Они также играют важную роль в выполаживании материкового подножия, перемещая осадочный материал на огромные расстояния. Не исключено, что при заполнении мелких депрессий абразионной платформы участвовали придонные течения именно этих типов.

Из аккумулятивных форм можно выделить песчаные волны в Беринговом море: в

его северной части, на Наваринском участке, а также на участках близ верховий каньонов Первенец и Жемчуг.

Распространение реликтового субаэрального рельефа свидетельствует о существовании в этом регионе в кайнозое этапов субаэрального развития континентальной окраины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ФНИ (ГП 14) ТОИ ДВО РАН (№ гос. рег. АААА-А17-117030110033-0).

Литература

Вейнсберг, И.Г. Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря) / Геоморфология и палеогеография шельфа. Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии. – М., 1978. – С. 37-42.

Евсюков, Ю.Д., Волокитина, Л.П. Основные результаты геоморфологических исследований в районе Наваринского каньона (северо-западная часть Берингова моря) // Океанология. – 1985. – Вып. 2. – С. 254-257.

Котенев, Б.Н. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря. Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Тихого океана (Тр.

ВНИРО. Т. 58). – М.: Пищевая промышленность, 1965. – С. 35-44.

Леонова, Т.Д. Геоморфология шельфа Западного Приохотья // Геоморфология. – 2010. – №1. – С. 51-58.

Радкевич, Р.О. Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря / Морская геология и геологическое строение областей питания: сб. науч. тр. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. – С. 122-132.

Сваричевский, А.С., Белоус, О.В. Геоморфологическая карта дна Берингова моря. Атлас полезных ископаемых шельфов России. – М.: ГИН РАН, 2004.

Удинцев, Г.Б., Бойченко, И.Г., Канаев, В.Ф. Рельеф дна Берингова моря / Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 17-64.

Carlson, P.R., Karl, H.A. Development of large submarine canyons in the Bering sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1988. – Vol. 100. – P. 1594-1615.

Scholl, D.W., Buffington, E.C., Hopkins, D.M., Alpha, T.R. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea // Marine geology. – 1970. – Vol. 8. – №3-4. – P. 187-210.

МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ И ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ГИДРОИЗОСТАЗИИ НА ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ САХАЛИНА

Булгаков Р.Ф.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия,
r.bulgakov@imgg.ru*

Аннотация. В работе проверяется предположение о влиянии эффекта гидроизостазии при глобальных изменениях уровня моря на амплитуду вертикальных неотектонических движений о. Сахалин. Сравняются палеогеографические оценки высотного положения и возрас-

та морских террас, результаты численного моделирования изменений уровня моря последнего ледникового и распределение изостатических нарушений равновесия литосферы при изменениях уровня моря в шельфовой зоне о. Сахалин.

Ключевые слова: морские террасы, изменения уровня моря, гидроизостазия, вертикальные движения, Сахалин

Морские террасы. В настоящее время продолжается дискуссия о количестве, возрасте и высоте плейстоценовых террас и осадочных слоев морского происхождения на Сахалине (Свиточ, 2004). Среди большого количества выделенных террасовидных поверхностей террас именно прибрежно-морского происхождения, подтвержденных микропалеонтологическими исследованиями, установлено сравнительно мало. Характерная особенность сахалинской геоморфологии и палеогеографии — это отсутствие морских террас на высотах более 40 м над современным уровнем моря. В обобщении, выполненном в 70-х годах прошлого столетия А.Н. Александровой (Александрова, 1978), отмечается, что для выровненных поверхностей на высотах от 50-80 м и выше микропалеонтологических свидетельств в пользу морского происхождения не обнаружено. Эта ситуация сохраняется до настоящего времени.

Следующее, комплексное исследование морских террас Сахалина было проведено специалистами Тихоокеанского института географии в 1990-х годах (Короткий и др., 1997). Обследовалось западное побережье Сахалина, Анивское, по сути, южное, побережье, а также изучались керны скважин, выполненных на шельфе северо-восточного побережья.

В результате исследователи обнаружили и подтвердили морской генезис выделенных поверхностей обнаружением морских и солоноватоводных диатомовых для следующей последовательности плейстоце-

новых террас с предполагаемыми возрастными от среднего плейстоцена до голоцена: надеждинская — высоты 30-40 м; сергеевская — 20-30 м, шахтерская — 12-15 м; ольшанская — 8-10 м; тауровская — 4-6 м.

Раннеплейстоценовые, по результатам микропалеонтологического анализа и палеомагнитного датирования, прибрежно-морские отложения, названные усть-бачинская свита, описаны в юго-восточной части п-ова Крильон в районе устья одноименной речки (Новейшие... , 1988).

В случае подтверждения ранне-среднеплейстоценового возраста и прибрежно-морского происхождения каменной и бошняковской террас, разница в амплитудах воздымания юго-восточной части п-ова Крильон и западного побережья в районе мыса Ламанон с начала плейстоцена будет около 100 м.

Последняя холодная эпоха, обозначенная авторами как мицулевский криохрон и соответствующая завершению вюрмского оледенения по Европейской шкале, была обнаружена на глубинах от 20 до 141 м ниже современного уровня моря. Возраст горизонта по комплексам лагунных диатомей и фораминифер авторы определили в интервале от 24 до 10,2 тыс. л.н. Таким образом, накопление мицулевского горизонта происходило в быструю фазу послеледниковой трансгрессии.

Вертикальные движения. Высотное, практически над современным урезом моря, положение раннеплейстоценовых (возрастом около 700 тыс. л.н.) прибрежно-мор-

ских отложений усть-бачинской свиты подразумевает низкую тектоническую активность в раннем плейстоцене, по крайней мере в этом районе п-ова Крильон.

Оценка скоростей воздымания по голоценовым уровням, ориентируясь на кривую изменения уровня моря в (Короткий и др., 1997), дает нулевые скорости подъема западного Сахалина. Голоценовые террасы — орокеская, изыльметьевская, ильинская — располагаются на высотах, в принципе совпадающих с голоценовыми осцилляциями колебаний уровня моря.

Анализируя морские уровни только с подтвержденным морским генезисом, получаем средние скорости воздымания западно-сахалинских побережий в 0.2 мм/год для периода перед последним, ресс-вюрмским межледниковьем. После этого времени скорости вертикальных движений становятся нулевыми, что позволяет заключить, что западно-сахалинское побережье осталось стабильным в отношении вертикальных движений последние 120 тыс. лет.

Измеренные скорости современных движений блоков Сахалина, по данным геодезических наблюдений, составляют 3,9 мм/год для горизонтальных движений (Прытков и др., 2016). Вертикальная компонента накопления сейсмотектонических движений, по оценкам смещений на активных разломах, составляет около 1 мм/год (Кожурин, 2013).

Очевидные противоречия между средней скоростью воздымания территории западно-сахалинского шельфа в допозднеплейстоценовое время и скоростью современных движений, а также нулевые значения скоростей вертикальных движений в позднем плейстоцене — голоцене нуждаются в объяснении.

Значительным планетарным явлением, способным повлиять на характер и интенсивность тектонических движений в новейшее время, были глобальные оледенения. В середине прошлого века Е.В. Артюшковым было показано, что величины нагрузки, которые начинают деформировать литосферу, начинаются от 10 кг/см² (Артюшков, 1967). А на площади приложения нагрузки в 10 000 км² достаточно первых килограммов на 1 см², чтобы начались процессы изостатической компенсации нагрузки (Асеев и др., 1974). Изменения уровня моря в результате забора воды из океанов в ледниковые покровы Северного полушария и Антарктиды и последующего возвращения воды в Мировой океан в период межледниковий превышали 120 м, что больше требуемой деформационной нагрузки в 10 кг/см².

Численное моделирование изменений уровня моря. Для проверки предположения о влиянии эффекта гидроизостазии на вертикальные тектонические движения Сахалина было проведено моделирование изменений уровня моря в акваториях, окружающих Сахалин, после таяния ледниковых покровов последнего глобального оледенения. Расчет подъема уровня моря выполняли в программном комплексе с открытым кодом и свободным доступом SELEN 2.9, разработанном коллективом авторов под руководством Г. Спады (Spada, Stocchi, 2006, 2007, Spada et al., 2012).

Расчет изостатической поправки для современного уровня моря и для условий морской регрессии последнего оледенения.

Для подтверждения наличия эффекта гидроизостатических деформаций при колебаниях уровня моря было рассчитано значение изостатической коррекции с учетом глубины границы Мохо в охотомор-

ском регионе. Изостатическую коррекцию рассчитывали по модели Эри-Хейсканена: компенсирующая поверхность на глубине 30 км, плотность литосферы $2,67 \text{ г/см}^3$, плотность подлежащих слоев $3,27 \text{ г/см}^3$, плотность воды $1,027 \text{ г/см}^3$. Глубина границы Мохо взята из работы (Сеначин и др., 2013), положение границы Мохо и батиметрическая карта — из цифровой базы данных (Сеначин и др., 2013) с горизонтальным разрешением 02.

Аналогичным способом была вычислена изостатическая коррекция для случая, когда уровень моря был снижен после ухода масс воды в ледниковые покровы Фенноскандии, Северной Америки и Антарктиды, вызванного оледенением вюрмского времени. Изостатическая поправка была рассчитана для значений уровня моря после удаления нагрузки слоя воды, ушедшей в ледниковые покровы.

Обсуждение. Тектоническая стабильность в вертикальных движениях на протяжении верхнего плейстоцена — голоцена противоречит оценкам скорости современных вертикальных движений на островных блоках.

Результаты моделирования изменений уровня моря при таянии глобальных покровных ледников последнего оледенения показали максимальную трансгрессию 4 тыс. л.н. с превышением над современным уровнем на северо-западном побережье Сахалина до 1,5 м, с плавным снижением вдоль побережья. Схожая тенденция, но с большей амплитудой сохранилась и для регрессии уровня моря 20 тыс. л. н. — наименьшая амплитуда регрессии получилась на этом участке с увеличением амплитуды вдоль побережий на юг и юго-восток в сторону центра чаши Охотского моря.

Следует оговориться, что моделирование было выполнено при весьма приближительных параметрах. Поэтому уточнение параметров модели и увеличение разрешения должны улучшить расчеты, но, тем не менее, полученные результаты позволяют однозначно заключить о достаточно амплитудных деформациях твердой поверхности геоида в районе Сахалина вследствие морских регрессий и трансгрессий, последовавших в результате глобальных ледниковых эпох.

Независимые от моделирования оценки изостатических поправок для условий регрессии моря в период оледенения с использованием в расчетах близкой к реальности глубины границы Мохо показали заметные нарушения изостатических равновесий. Нарушения равновесия достигают значений перекомпенсации в +30 мГал, что неминуемо вызывает компенсирующие погружения земной коры, воздействующие на общий тренд тектонических процессов.

Предварительно можно предложить следующую интерпретацию полученных результатов. Удаление толщи воды слоем более 100 м, если рассматривать конкретно ситуацию с Сахалином, вызывает изостатическую перекомпенсацию в районах внешнего шельфа Сахалина, что ведет к нисходящим движениям в этих областях, вероятно увлекающим за собой, может в меньшей мере, прилегающие части территории острова. Возврат водных масс в межледниковье только частично может компенсировать случившиеся опускания, так как длительность межледниковий короче, чем длительность периода роста глобальных ледниковых покровов. Максимум последнего рисс-вюрмского межледниковья 120 тыс. л. н., максимум последнего, вюрмского оле-

денения 20 тыс. л.н., т.е. длительность послеледниковой трансгрессии 20 тыс. лет, а точнее 16 тыс. лет (учитывая прекращение таяния ледникового покрова Антарктиды 4 тыс. л.н.), длительность последнего ледникового периода, если начинать отсчет 120 тыс. л.н., — около 100 тыс. лет.

Также следует ожидать, что напряжения противоположного направления, вызванные образованием участков изостатической перекompенсации и недокомпенсации в период последнего оледенения, реализовывалась в вертикальных неотектонических подвижках Сахалинских блоков, проявления которых пока не установлено из-за недостаточной изученности территории.

Выводы. Явление гидроизостазии заметно влияет на неотектонику Сахалина. Угроза природной катастрофы — изменение среднего уровня моря в результате изменений объема ледниковых покровов — актуальна для Сахалина. Результаты моделирования изменений уровня моря показали максимальную голоценовую трансгрессию на северо-западном побережье Сахалина до 1,5 м, с плавным снижением вдоль побережья к югу к 0 метров на метр. Крильон. Оценки изостатических поправок для условий регрессии моря показали заметные нарушения изостатических равновесий до 30 мГал, воздействующие на общий тренд тектонических процессов.

Литература

Александрова, А.Н. Морские террасы Сахалина и Хоккайдо / Геоморфология и палеогеография шельфа. — М.: Наука, 1978. — С. 123-131.

Артюшков, Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1967. — №1. — С. 3-16.

Асеев, А.А., Бронгулеев, В.В., Муратов, В.М., Пшенин, Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // Геоморфология. — 1974. — №1. — С. 3-14.

Кожурин, А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. автореф. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 2013.

Короткий, А.М., Пушкар, В.С., Гребенникова, Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина — Владивосток: Дальнаука, 1997. — 229 с.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина / А.А. Свиточ, Т.Н. Воскресенская, З.В. Алешинская, Н.С. Болиховская, Н.И. Глушанкова, В.С. Гунова, О.В. Денисенко, В.П. Степанов, Г.М. Шумова. — МГУ. — 1988. — Деп. ВИНТИ №9068-В88. — 233 с.

Прытков, А.С., Василенко, Н.Ф. Геодинамика Северного Сахалина после Нефтегорского землетрясения 1995 г. Mw=7.1 по данным GPS наблюдений. Мониторинг // Наука и техника. — 2016. — №3(28). — С. 9-12.

Свиточ А.А. Морской плейстоцен дальневосточных побережий России = (Svitoch A.A. MarinePleistocene of the Russian Far Eastern coasts (stratigraphy and paleogeography)) // Тихоокеанская геология. — 2004. — Т. 23. — №3. — С. 76-93.

Сеначин, В.Н., Веселов, О.В., Семанкин, В.П., Кочергин, Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. — 2013. — №4. — С. 33-44.

Spada, G., Stocchi, P. The sea level equation, theory and numerical examples — Roma. Aracne, 2006. — 96 p.

Spada, G., Stocchi, P. SELEN: A Fortran 90 program for solving the sea-level equation // Computers & Geosciences. — 2007. — Vol. 33(4). — P. 538-562. URL: <http://>

dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006.

Spada, G., Melini, D., Galassi, G., Colleoni, F. Modeling sea level changes and

geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code. 2012. URL: <http://arxiv.org/abs/1212.5061>.

БЕРЕГА ЧЁРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Дикарёв В.А.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
dikarev@rambler.ru*

Аннотация. Последледи́ковская история Черноморо-Азовского бассейна характеризуется колебательными изменениями его уровня. После соединения через Босфор с бассейном Средиземного моря, которое произошло примерно 8-9 тыс. лет назад, исследователями было выделено несколько трансгрессивно-регрессивных этапов. Масштабы и временной диапазон их остаются предметом дискуссий. Заключительный этап состоял по П.В. Фёдорову из Новочерноморской трансгрессии, Фанагорийской регрессии, Нимфейской трансгрессии и Средневековой (Корсуньской) регрессии. В настоящее время идёт трансгрессия вместе с общим повышением уровня Мирового Океана. В ходе полевых работ на Керченском и Таманском полуостровах, нами было установлено множество фактов, не подтверждающих данную концепцию. В частности, было опровергнуто существование масштабной Фанагорийской регрессии с понижением уровня моря даже на 5-7, а тем более на 10-12 м. Предлагаемая нами концепция не является законченной и основывается на полученных полевых данных о местоположении археологических памятников и палеогеографических индикаторов уровня моря (раковинный материал террас, данные бурения). Наиболее детально изученный нами промежуток времени относится к последним 5000 тыс. лет, а район исследований к Керченскому проливу и полуостровам. Создание же законченной и непротиворечивой концепции послеледи́ковской истории бассейна остаётся пока делом будущего и требует более детальной информации о древних береговых линиях и характере расположения поселений человека в изучаемом регионе.

Ключевые слова: Чёрное море, Азовское море, изменение уровня моря, голоцен, палеогеография, геоархеология, радиоуглеродное датирование

Изучению вопроса изменения уровня Черного и Азовского моря в голоцене посвящено множество исследований. Наиболее обобщающими работами прошлого столетия были исследования П.В. Фёдорова (1978). Выделенные им этапы и характер изменений уровня были положены в основу многих дальнейших исследований. В конце 90-х, начале 2000-х годов появился ряд публикаций и совместных исследований с

зарубежными коллегами, которые существенно меняли обозначенные Фёдоровым положения. Наиболее полным и детальным исследованием стала монография И.П. Балабанова 2009 года. Представленная в ней кривая изменения уровня Чёрного моря в голоцене, тем не менее, подверглась критике зарубежных коллег на международном форуме IGCP-521 «Черноморско-Средиземноморский коридор за последние 30 тыс.

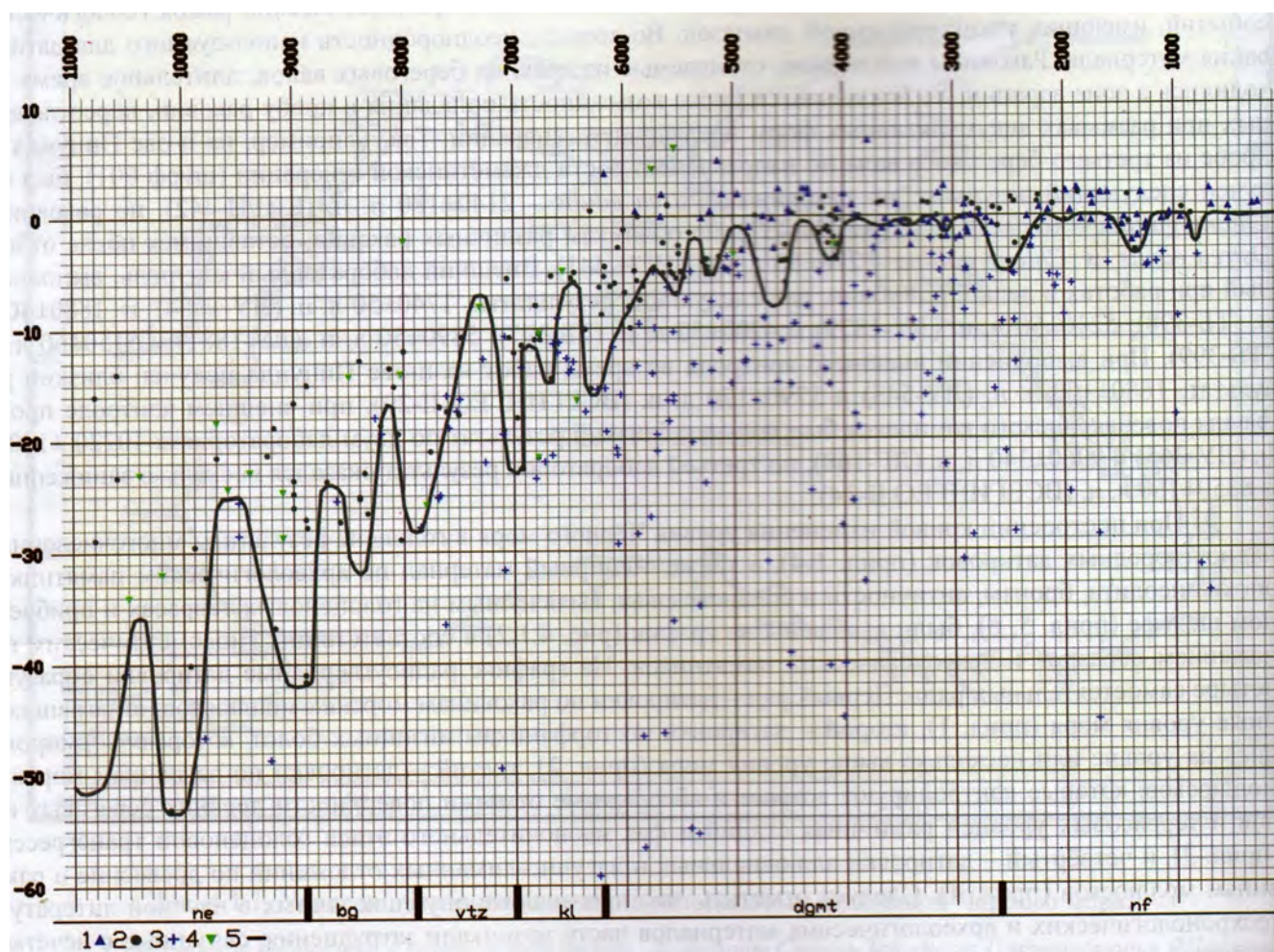


Рисунок 1. Изменение уровня Чёрного моря в голоцене (Балабанов, 2009)

лет». Изменение уровня моря и адаптация человека» (рис. 1).

В ходе полевых работ на Керченском и Таманском полуостровах нами был собран материал, позволяющий сделать выводы об изменении уровня моря в позднем голоцене и выполнить некоторые локальные палеогеографические реконструкции. Были сделаны детальные реконструкции для Таманского полуострова (Fouache, 2012), и реконструкции Чокракского озера на Керченском полуострове (Kelterbaum, 2012) за последние 3-4 тысячи лет. По материалам реконструкций были построены локальные эвстатические кривые колебания уровня моря, на которых не выделялось большин-

ство флуктуаций кривой Балабанова (рис. 2).

Основной вывод, сделанный нами в результате исследований, заключался в том, что так называемая Фанагорийская регрессия являлась, по сути, локальным прогибом земной коры в районе Таманской периклиналильной области (Fouache, 2012), в результате которого и был затоплен город Фанагория и ряд других поселений античного возраста, расположенных по берегам Таманского залива. Масштабного понижения уровня моря не наблюдалось ни в материале скважин, в виде появления торфяных прослоев, ни при анализе расположения античных поселений вдоль Керченского про-

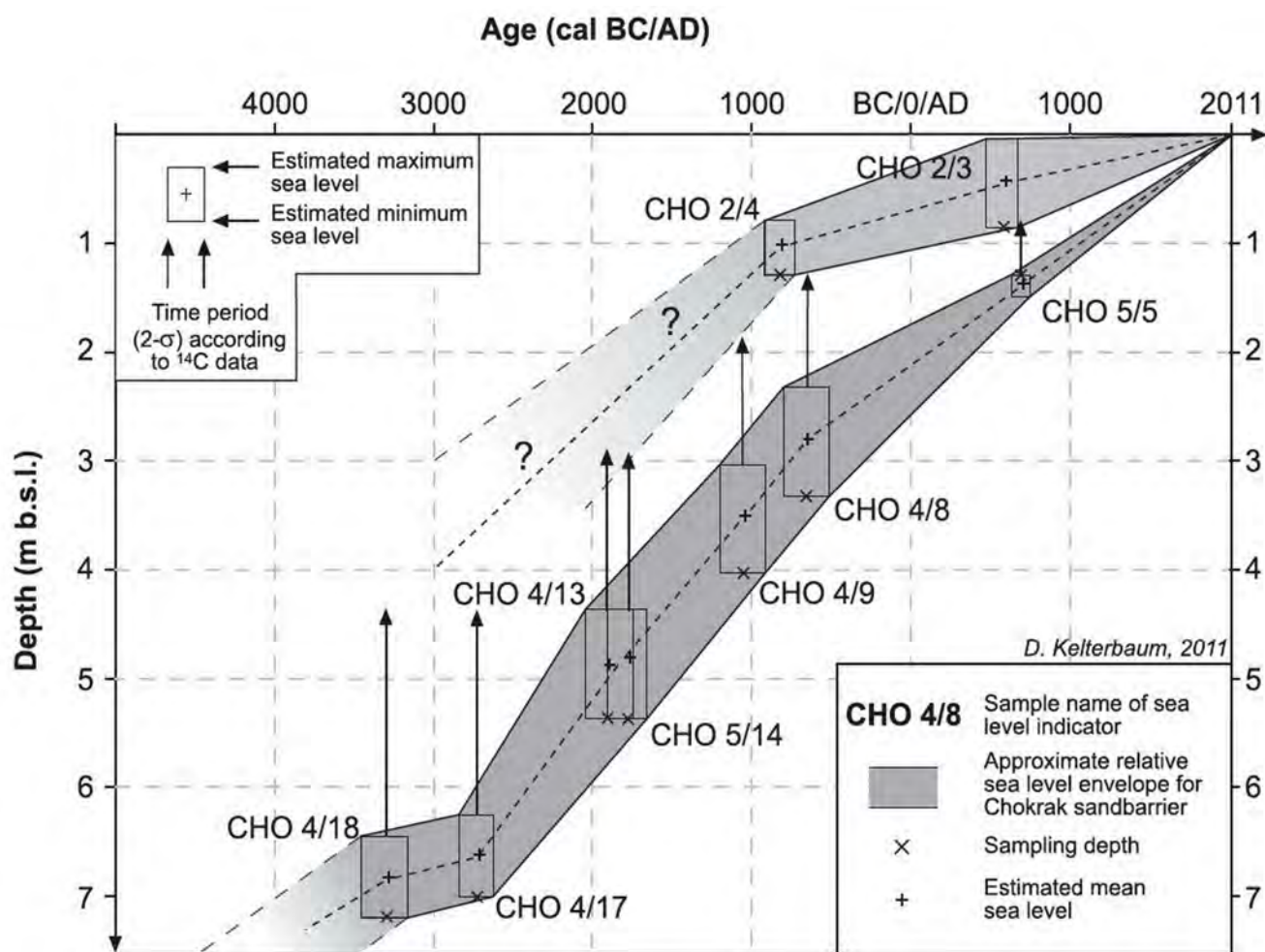


Рисунок 2. Эвстатическая кривая изменения уровня моря в районе Чокракского озера (Kelterbaum, 2012)

лива и на полуостровах. Ошибочное выделение этапа Фанагорийской регрессии в отечественной литературе мы отнесли за счёт несовершенства методов радиоуглеродной хронологии и недостаточной изученности затопленных морем античных поселений (Дикарёв, 2011).

Дальнейшие работы на Керченском полуострове и анализ расположения античных поселений в сравнении с Таманским полуостровом позволяют сделать предположение, что уровень моря за последние 4-5 тыс. лет последовательно повышался и его пик пришёлся на время примерно 2300-2400 лет назад — эпоху расцвета Боспорского царства в III-IV вв. до н.э. (Масленников, 1998).

Все небольшие бухты в это время были заняты морем и представляли удобные гавани; крупные озёра (Чокракское, Тобечикское, Узунларское) были заливами Азовского и Черного морей. Казантипская бухта также была занята морем, по крайней мере в области распространения низкой морской террасы. Наиболее удалённый от современного берега образец морской ракушки на Казантипской террасе был обнаружен нами примерно в 750 м от уреза. Его возраст составил 2280 ± 100 календарных лет назад (обр. ЛУ-5884). В дальнейшем, согласно графику изменения уровня моря для Чокраского озера (рис. 2), подъём уровня моря замедлился. В устьях заливов начали нарастать



Рисунок 3. Морские отложения на склоне бухты западнее Чокракского озера на Керченском п-ове.

пересыпи в настоящее время полностью отделившие их от моря. Небольшие бухты северного побережья Керченского полуострова постепенно заполнялись наносами и в настоящее время заняты минитеррасами высотой 1-2 м над современным уровнем моря.

Абсолютный максимум подъема уровня моря для изучаемого района пока остаётся дискуссионным вопросом. На обеих кривых, представленных выше, он не превышал современный. Тем не менее нами были обнаружены морские отложения залегающие выше современного уровня на 3-5 м (рис. 3). Радиоуглеродный возраст их составил от 3000 календарных лет назад в нижней части обнажения до 2300 кал. л.н. в верхней (обр.

ЛУ-7294 и ЛУ-7293). Возможно, часть амплитуды можно отнести на счёт неотектоники, но мы можем полагать, что уровень с датировкой 2300 являлся максимум подъема уровня, т.к. состав и возраст отложений хорошо коррелирует с аналогичным образцом из Казантипской бухты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №14-05-00227 и №18-05-00296.

Литература

Балабанов, И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черно-

морского побережья Кавказа – М.: Владивосток. Дальнаука, 2009. – 352 с.

Дикарёв, В.А. Проблема фаназгорийской регрессии Черного моря // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2011. – №1. – С. 35-40.

Масленников, А.А. Эллинская хора на краю Ойкумены – М.: Индрик, 1998. – 304 с.

Федоров, П.В. Плейстоцен Понто-Каспия – М.: Наука, 1978. – 163 с.

Fouache, E. et al. The Late Holocene

evolution of the Black Sea — a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. – 2012. – 266. – P. 162-174. DOI: 10.1016/j.quaint.2011.04.008.

Kelterbaum, D. et al. Palaeogeographic Changes at Lake Chokrak on the Kerch Peninsula, Ukraine, during the Mid- and Late-Holocene // Geoarchaeology. – 2012. – Vol. 27. – №3. – P. 206-219. DOI: 10.1002/zea.21408.

ГЕОМОРФОДИНАМИКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛАТО КЕРГЕЛЕН И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА

Дубинин Е.П.¹, Агранов Г.Д.^{1,2}, Грохольский А.Л.¹

¹Музей Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, edubin08@rambler.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия, agranovgr@gmail.com

Аннотация. В работе проведено изучение геоморфодинамики взаимодействия спредингового Юго-восточного Индийского хребта (ЮВИХ) с крупной магматической провинцией Кергелен. Выявлены особенности строения рельефа, отражающие разные этапы развития ЮВИХ. Проведено физическое моделирование формирования основных морфоструктур в процессе продвижения рифтовой зоны спредингового хребта к западу и разделению плато Кергелен на две части: Кергелен и Броукен. Результаты экспериментов хорошо коррелируются с основными чертами рельефа дна и геолого-геофизическими данными и с геодинамической моделью развития изучаемых структур.

Ключевые слова: физическое моделирование, магматическая провинция, горячая точка, Юго-восточный Индийский хребет, Кергелен

Проблема взаимодействия спрединговых хребтов с крупными магматическими провинциями, связанными с деятельностью мантийных плюмов и горячих точек в настоящее время особенно актуальна, так как именно здесь происходит наглядное проявление плюм-плейт тектоники, приводящее к формированию сложных форм рельефа, требующих объяснения своей геодинамической природы. В пределах дна Мирового океана есть немало примеров взаимодействия горячих точек и спрединговых хребтов (на-

пример, Азорская, Галапагос, Амстердам — Сен-Поль, Буве и др.). Однако имеется немного примеров, когда спрединговый хребет взаимодействует (пересекается) с магматической провинцией, морфологически представляющей собой крупное поднятие (плато). Современным примером такой уникальной геодинамической обстановки является Исландия, через которую проходит рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта. А примером из геологического прошлого служит плато Кергелен, которое в

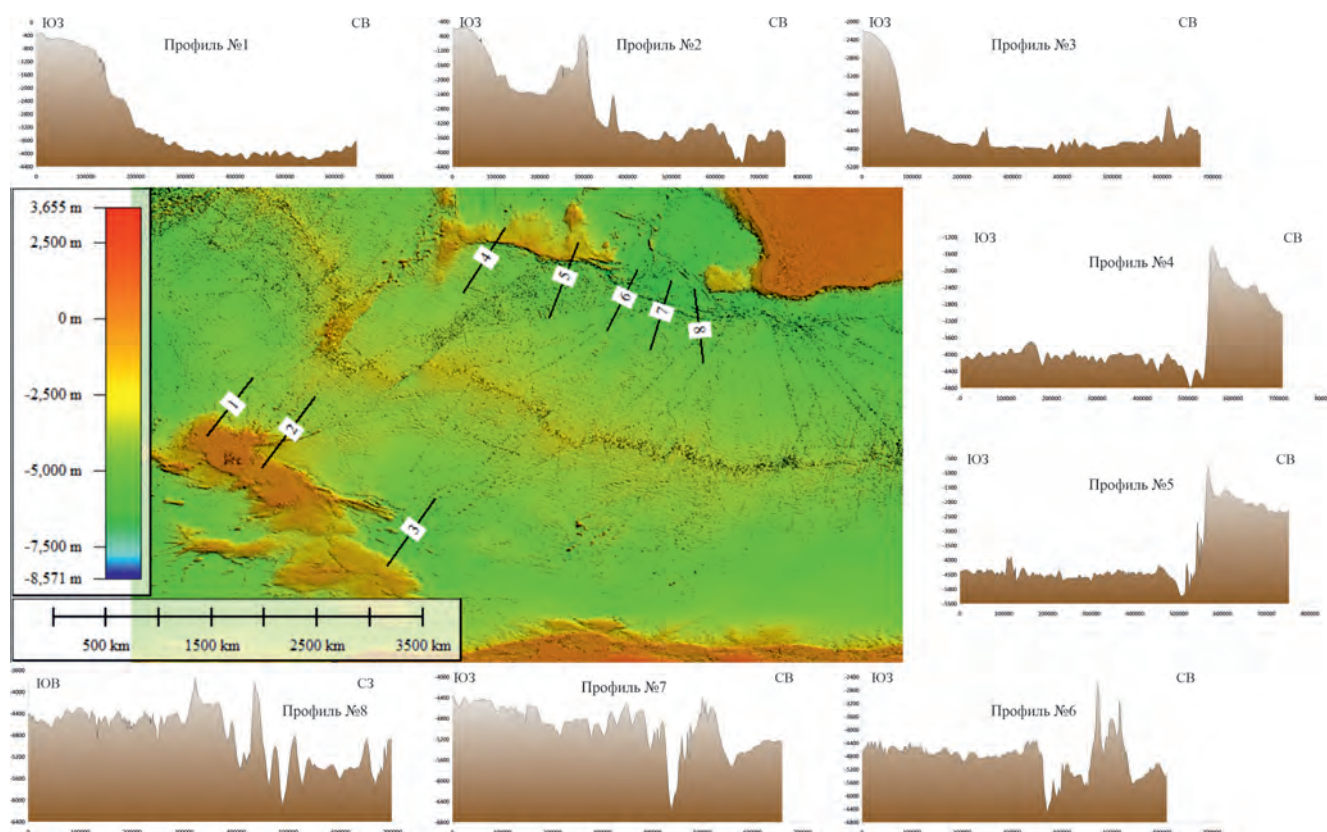


Рисунок 1. Батиметрическая карта региона. Черными линиями показаны профили через обозначенные в работе морфоструктуры. Подписи у линий соответствуют номерам профилей по периметру карты.

основном было сформировано в результате интенсивных магматических процессов, в период между 120 и 110 млн лет назад. (Coffin et al, 2002). В позднем эоцене (≈ 43 млн лет назад) рифтовая зона Юго-восточного Индийского хребта прошла через плато Кергелен (Müller et al, 2006) и разделила его на две части: собственно плато Кергелен и хребет Броукен.

Раскрытие между Австралией и Антарктидой началось 83 миллиона лет назад после длительного (~ 60 млн лет) периода континентального рифтогенеза, характеризующегося гиперрастяжением континентальной коры и эксгумацией серпентинизированной верхней мантии (Лейченков и др., 2018). Начало формирования здесь океанической коры, привело к реорга-

низации границ плит, следствием чего стало продвижение к западу рифтовой трещины в пределы древней океанической коры котловины Перт. Этот процесс сопровождался рифтогенным разрушением древней океанической литосферы и последующим спредингом на молодом развивающемся Юго-восточном Индийском хребте. Вначале спрединг проходил с ультрамедленными скоростями (< 2 см/год), формируя кору с резко контрастным высокоамплитудным рельефом, а затем по мере увеличения скорости спрединга до современных значений более 7 см/год морфоструктурный план молодой океанической коры постепенно выполаживался. Место первоначального раскола старой океанической литосферы четко фиксируется в настоящее время шовной зоной

Диамантина, отчетливо выраженной в рельефе в виде чередования впадин и поднятий с амплитудой более 3000 м (рис. 1, профили 6,7,8). Шовная зона Диамантина представляет собой глубинный разлом, фиксирующий место заложения рифта на старой океанической литосфере и разделяющий в настоящее время разновозрастные блоки литосферы. Последнее обстоятельство четко фиксируется в линейных магнитных аномалиях и в различии региональных глубин дна между молодой и старой океанической литосферой. При дальнейшем продвижении рифтовой трещины ЮВИХ к западу на ее пути оказалось плато Кергелен (современный геодинамический аналог Исландии). В результате сложных процессов рифтогенного разрушения единое плато Кергелен разделилось на две части — южную, современное плато Кергелен и северную — хребет Броукен.

Современное плато Кергелен простирается в северо-западном направлении более чем на 2000 км, а по ширине изменяется от 500 до 1000 км. Оно возвышается над окружающим океаническим дном на 2-4 км, и местами выходит выше уровня моря в виде вулканических островов Кергелен, Макдональд и Хьорт.

Амагматичный в настоящее время хребет Броукен протягивается примерно на 1200 км в широтном направлении от южного окончания Восточно-Индийского хребта к юго-западной части Австралии (рис. 1). Хребет достигает ширины 400 км. Он полностью погружен ниже уровня моря, а его гребень находится на глубине ~1000 м.

На юге хребет ограничен крутым 3000-метровым эскарпом с желобом Обь в основании, имеющим широтное простираение, а далее на восток переходящий в раз-

лом Диамантина. Полная амплитуда рельефа южного уступа достигает почти 4000 м (рис. 1, профили 4 и 5).

Сопряженная окраина плато Кергелен в месте раскола также выражена резким уступом с перепадом высот до 2 200 м (рис. 1, профили 1, 2,3).

В лаборатории физического моделирования геодинамических процессов Музея земледования МГУ было проведено моделирование процесса развития Юго-восточного Индийского срединного хребта и его «столкновения» с крупной магматической провинцией Кергелен. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работе (Шеменда, 1983). Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Установка для моделирования включает текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают обогреватели, расположенные внутри установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты. Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косоугольного растяжения. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение толщины ее хрупкого и пластичного слоев (Грохольский, Дубинин, 2006). При подготовке эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры (43°C), при условии поддержания фиксированного температур-

ного режима в лаборатории (22,5-25,5°C). Затем начинается процесс охлаждения равномерно расплавленного модельного вещества — образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (Н в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости создания ослабленной зоны с более тонкой литосферой в области рифта вырезалась часть плиты. При дальнейшем охлаждении литосфера в этой области модели имела меньшую толщину за счет меньшего времени охлаждения соответственно (Грохольский, Дубинин, 2006).

Эксперименты проводились по 2-м основным направлениям. Первая серия экспериментов была посвящена зарождению трещины и последующему её развитию в пределах океанической литосферы с образованием шовной зоны Диамантина, плато Натуралист и поднятия Брюса. В данной серии задавалась неровная граница континент-океан, благодаря чему при растяжении и развитии трещины образовывались погруженные континентальные выступы (краевые плато). Вторая серия экспериментов посвящена расколу крупной магматической провинции Кергелен и отделению от него хребта Броукен. В этой серии в эксперименте задавалась горячая точка и при растяжении новообразованная магматическая провинция раскалывалась. Включение в экспериментальную модель деятельности горячей точки потребовало дополнительной технологической и методологической проработки.

По итогам этих двух серий была проведена комбинированная серия эксперимен-

тов, в которой присутствовала как неровная граница между континентальной и древней океанической литосферами, так и горячая точка с магматической провинцией. Один из экспериментов №2211 продемонстрирован на рисунке 2.

Первоначально в модельной литосфере задается неровная граница между континентальной и древней океанической литосферой, различающейся разной толщиной хрупкого слоя, и ослабленная зона утоненной литосферы в пределах континентального рифта, которая необходима для локализации зоны растяжения и соответствует зоне гиперрастяжения Австрало-антарктической литосферы. Перед началом растяжения в пределах океанической литосферы включается локальный источник нагрева, имитирующий горячую точку. Далее задается небольшой вырез между горячей точкой и границей континент-океан, который необходим для создания зоны перекрытия в пределах неровности границы, что впоследствии создаст необходимые условия для образования погруженного плато, соответствующего в природе плато Натуралист. После этого запускается электродвигатель и начинается растяжение.

На снимке 1 можно увидеть, что первоначально трещина начинает развиваться из выреза, сделанного перед запуском двигателя. Трещина быстро доходит до горячей точки и параллельно преодолевает границу континент-океан, почти одновременно в пределах ослабленной зоны зарождается вторая трещина, которая продвигается на встречу первой, так, что на выступающем участке ослабленной зоны образуется область перекрытия рифтовых трещин.

На снимке 2 область перекрытия перестала деформироваться, т.к. верхняя трещи-

на соединилась с нижней правее области перекрытия. Можно видеть, что трещина, которая вышла из разреза, прошла через горячую точку, но практически сразу же остановилась, т.к. ей на встречу развилась другая трещина, которая дошла до горячей точки и сформировала единую ось растяжения. Затем скорость растяжения была увеличена, до значений, соответствующих быстрому спредингу. Подобные события происходили и в реальности, что подтверждается распределением линейных магнитных аномалий.

На снимке 3 растяжение продолжалось, а в области влияния горячей точки размеры

магматической провинции увеличивались.

На снимке 4 в пределах горячей точки сформировалась ось спрединга и началась аккреция новой океанической коры в пределах магматической провинции. Вследствие высокой степени прогретости модельной литосферы и малой толщины ее хрупкого слоя аккреционные валы в пределах действия горячей точки оказались более высокочастотными и с меньшей амплитудой рельефа поверхности. На рисунке 2 видно, что правее горячей точки произошел перегиб оси спрединга и началась аккреция новой коры. Хорошо виден контраст между

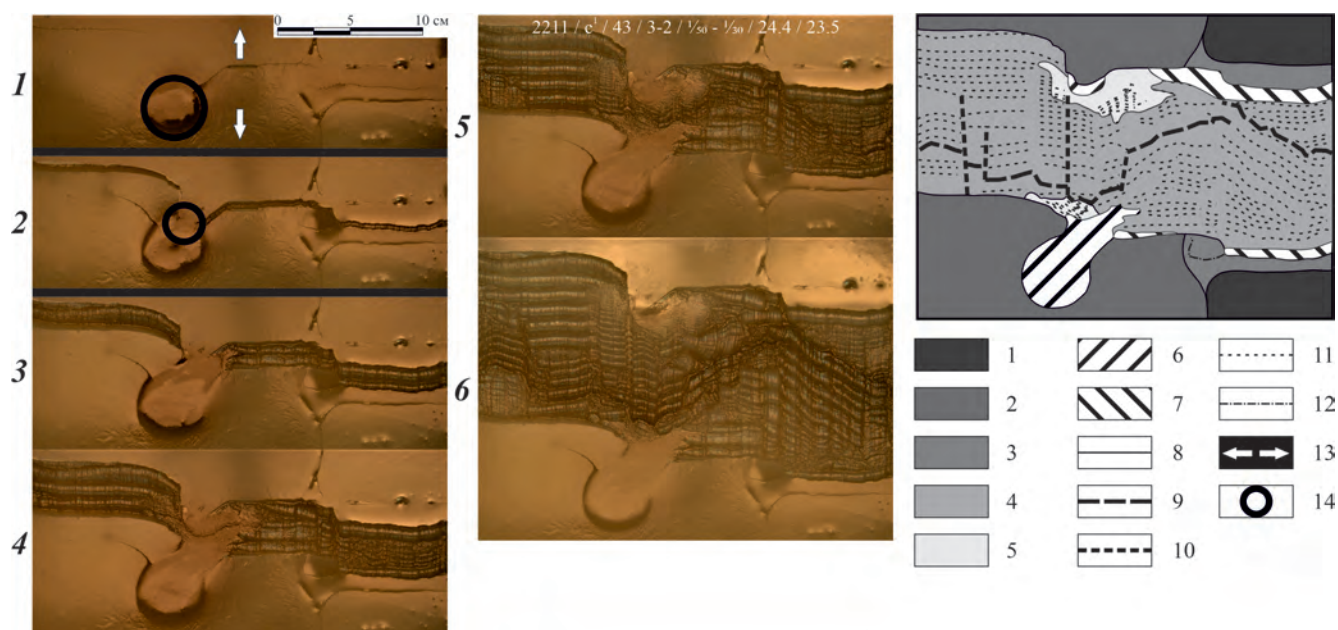


Рисунок 2. Эксперимент №2211. Развитие трещины с континента в древнюю океаническую литосферу при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции и отделением магматического хребта. 1 — 6 — последовательные стадии эксперимента (вид сверху). 7 — структурная схема по результатам моделирования. Условные обозначения: (1) — континентальная литосфера; (2) — древняя океаническая литосфера; (3) — ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; (4) — новообразованная океаническая литосфера; (5) — зона интенсивного влияния горячей точки при аккреции; (6) — излияние под воздействием горячей точки; (7) — зона эксгумации мантии; (8) — границы между зонами; (9) — действующая ось спрединга; (10) — зоны поперечных смещений; (11) — границы между аккреционными валами; (12) — ось палеоспрединга; (13) — направление растяжения; (14) — зона действия горячей точки

новообразованной корой на этой оси и первыми аккреционными валами, которые образовывались на контакте с более холодной литосферой и при более низких скоростях растяжения.

На снимке 5 произошло полное отделение хребта Броукен от плато Кергелен. Так же хорошо заметно, что новообразованный рельеф в более прогретой литосфере в пределах даже слабого воздействия горячей точки будет малоамплитудный и высокочастотный. Это хорошо видно на структурной схеме (рис. 2).

Таким образом, экспериментальная модель эоценового взаимодействия формирующегося Юго-восточного Индийского срединного хребта с крупной магматической провинцией Кергелен отражает четыре эволюционных стадии, которые запечатлены в современном морфоструктурном плане этого района. Первая стадия включает продвижение рифтовой трещины из единого Австрало-Антарктического блока континентальной литосферы в сторону океана. Причем при наличии не прямолинейной границы «континент-океан» могут формироваться краевые плато, такие, как плато Натуралист. Вторая стадия характеризуется рифтогенным разрушением старой океанической литосферы и формированием нового Юго-восточного Индийского срединного хребта. Место первоначального заложения этого хребта фиксируется в сложной системе поднятий и впадин, характеризующих шовную зону Диамантина, а время начала спрединга запечатлено в картине линейных магнитных аномалий. Третья стадия эволюции определяется непосредственным пересечением срединного хребта и крупной магматической провинции Кергелен, в результате чего эта провинция была разбита на две части морфологически выражен-

ные в виде современного магматически активного плато Кергелен и хребта Броукен. Места раскола плато Кергелен фиксируются системой шовной зоны Обь, ограничивающей с юга хребет Броукен и сопряженной ей системой морфоструктур Вильямс-Лабуан на северо-восточной окраине плато Кергелен. И, наконец, четвертый этап эволюции связан с аккрецией коры на Юго-восточном Индийском хребте и удалении друг от друга частей некогда единой магматической провинции.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

Литература

Грохольский, А.Л., Дубинин, Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. – 2006. – Т. 1. – С. 76-94.

Лейченко, Г.Л., Дубинин, Е.П., Грохольский, А.Л., Агранов, Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. – 2018. – №5. – С. 3-21.

Шеменда, А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – Т. 10. – С. 10-19.

Coffin, M.F., Pringle, M.S., Duncan, R.A., Gladczenko, T.P., Storey, M., Muller, R.D., Gahagan, L.A. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrology. – 2002. – Vol. 43. – №7. – P. 1121-1139.

Müller, R.D., Gaina, C., Clark, S. Seafloor spreading around Australia In: Billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland (2000) — BYENA. Ed. J. Veevers / School of Geosciences Building F05. The University of Sydney NSW. Australia, 2006.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА НА СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИБРЕЖНЫХ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

Дудакова Д.С.¹, Анохин В.М.^{1,2,3}, Дудаков М.О.¹

¹Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, judina-d@yandex.ru

²Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ФГБОУ ВПО РГПУ имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Целью работы было выявление роли рельефа и его особенностей на формирование подводных ландшафтов береговых склонов Ладожского озера. Исследования проводились на пяти ключевых участках в прибрежных районах в разных частях озера, различающихся по своим морфометрическим характеристикам и генезису береговой зоны. Обследовались ландшафтные профили протяженностью до 1 км от берега. Проводилась батиметрическая съемка дна с помощью однолучевого эхолота (картплоттера) с записью трека и подводная видеосъемка с необитаемого подводного аппарата Limnoscout-230 с привязкой к географическим координатам. Рельеф разных участков варьировал от преобладания плоских равнин (в ландшафтах южной части Ладожского озера) до обрывистых скальных участков, сменяющихся покатыми склонами (в северной части озера). Выявлено влияние мезомасштабной неоднородности рельефа на структурную сложность ландшафтов. Сложность ландшафта определяли по числу и структурной организации фаций, представленных в пределах профиля. Наибольшее разнообразие фаций отмечено на участках с неровным рельефом, где наблюдается большее количество типов литологических разностей донных осадков, а также их сочетаний, определяемых сложностью поверхности (северная часть озера с выходами кристаллических пород). Сложность ландшафта увеличивали моренные гряды, для которых характерно чередование полос каменистого обломочного материала и песчаных полос (участки акватории в восточной и южной частях озера). Кроме того, на распределение и сложность ландшафта оказывал влияние уклон дна. При более сильном уклоне смена фаций была более выражена, и их было меньше.

Ключевые слова: подводные ландшафты, Ладожское озеро, подводный береговой склон, неоднородность рельефа, уклон дна

Введение. Изучение прибрежных донных ландшафтов Ладожского озера является актуальным в контексте развития природохозяйственной деятельности в наиболее богатой биологическими ресурсами литоральной зоне и при оценке экологических откликов (Литоральная зона..., 2011). Опыт исследования морских ландшафтов показывает, что геоморфологический подход может быть удачно использован при изучении рас-

пределения биоты прибрежной зоны, определении зон повышенной биологической продуктивности и оценке запасов водных биологических ресурсов (Вилкова, 2005).

Рельеф дна является одним из ключевых компонентов, формирующих подводные ландшафты крупных озер. Важными рельефообразующими факторами являются генезис и геологическое строение участка акватории, а также характер накопления и

распределения современных донных осадков. В формировании рельефа участвуют два типа процессов: эндогенные и экзогенные (Скок, 2008). Последние в ходе своей деятельности либо усложняют, либо упрощают рельеф эндогенного происхождения. В одних случаях экзогенные агенты вырабатывают более мелкие мезо- и микроформы, в других — срезают неровности коренного рельефа, в третьих — происходит погребение или усложнение эндогенного рельефа за счет образования различных аккумулятивных форм. При взаимодействии разных форм рельефа формируется облик подводных ландшафтов.

Донные ландшафты Ладожского озера изучаются в Институте озероведения РАН с 2013 г. Используются современные высокотехнологичные методики (такие как эхолотирование, аэровидеосъемка с помощью БПЛА, подводная видеосъемка необитаемым подводным аппаратом, адаптированным к условиям Ладожского озера), позволяющие включать весь арсенал методов, используемых в современном подводном ландшафтоведении. Для Ладожского озера разработана методика изучения донных ландшафтов разного уровня (вплоть до уровня отдельных фаций) и устанавливаются принципы их типологизации, пригодные для работы на крупных озерах (Дудакова и др., 2018). Компонентами, по которым проводится выделение ландшафтов разного иерархического уровня, являются геологическое строение и связанные с ним рельеф, гидродинамика, донные отложения и биота. В большом количестве случаев проведение границ ландшафтов диктуется, в первую очередь, морфометрическим фактором.

Цель работы: выявить роль рельефа и его особенностей на формирование сложности подводных ландшафтов береговых склонов Ладожского озера.

Материалы и методы. Исследования проводились на ключевых участках в разных частях Ладожского озера в сезон открытой воды в 2018-2019 гг. Обследовались профили, представлявшие собой километровые отрезки, идущие перпендикулярно берегу от нулевой глубины до максимальной для удаления в 1000 м от берега. Таким образом, исследовались километровые профили в районе береговой зоны. Лишь на одном участке с высоким уклоном дна исследовался более короткий профиль — в 800 м. Осуществлялась подводная видеосъемка с параллельной привязкой получаемых видеоданных к глубине. Для проведения видеопрофилирования использовался необитаемый подводный аппарат Limnoscout-230, созданный в Институте озероведения РАН, с установленной на нем видеокамерой Yi 4K (Дудакова и др., 2018). Эхолотирование проводилось с помощью картплоттера-эхолота Garmin-585. Выбрано пять подводных прибрежных участка с контрастным геологическим и геоморфологическим строением: 1. В районе между островами Мантсинсаари и Лункулансаари на северо-восточном побережье, составляющие восточный отрог Валаамско-Салминской островной дуги; 2. В районе устья р. Обжа у юго-восточного берега; 3. В районе пос. Заостровье в Волховской губе на юге озера; 4. В районе о. Коневец на западном участке котловины озера и 5. В районе полуострова Хунукка в северном шхерном районе (рис. 1).



Рисунок 1. Локализация участков исследования в Ладожском озере и форма профиля на исследованных участках

В камеральных условиях на первом этапе результаты видеонаблюдений оформлялись графически в виде ландшафтного профиля, основу которого составляла батиметрическая кривая. Различными условными знаками на профиле отображались выходы коренных пород, фации современных донных отложений, представители ландшафтообразующей биоты (макрофиты, колонии губок, крупные моллюски, эпибентосные ракообразные — мизиды и амфиподы). Вертикальными линиями, разделяющими профиль на серию отрезков, показывались границы фаций — минимальных единиц ландшафтов, которые с точки зрения биоцентрического подхода соответствуют биотопам.

Результаты и обсуждение. Были обследованы несколько типов профилей с разным уклоном: от плоских равнин (Профиль 3 «Заостровье») до наклонных равнин с элементами крутых склонов («Хунукка») (Рис. 1).

Крутизна склона играла существенную роль в формировании донных ландшафтов. На более крутых склонах смена литологических разностей и донных осадков происходила более резко и фации были более

выражены и однородны, также как и сама форма поверхности была более выровненная («Владимирская», «Хунукка») (Рис.2). На этих участках число фаций было наименьшим. При плоском и сильно пологом рельефе в пределах одинаковых глубин наблюдалось чередование повторяющихся фаций ритмично сменяющихся друг друга («Обжа», «Заостровье»).

Существенными агентами формирования облика ландшафтов являлись также мезо- и микрорельеф. Анализ ландшафтных профилей прибрежных районов показал, что наибольшим разнообразием фаций и, соответственно, сложностью ландшафтной структуры обладали участки, где преобладал неровный мезорельеф с резким изменением уклонов дна и типов донных отложений, распределение которых контролировалось формами рельефа («Мантсинсаари» и «Заостровье») (Рис. 2). Экзогенные аккумулятивные формы, распространенные здесь, во многих случаях были сформированы за счет моренных каменистых гряд, оставленных ледником. Известно, что распространение подобных гряд характерно и для близлежащих морских акваторий, в частности для шельфа Финского залива

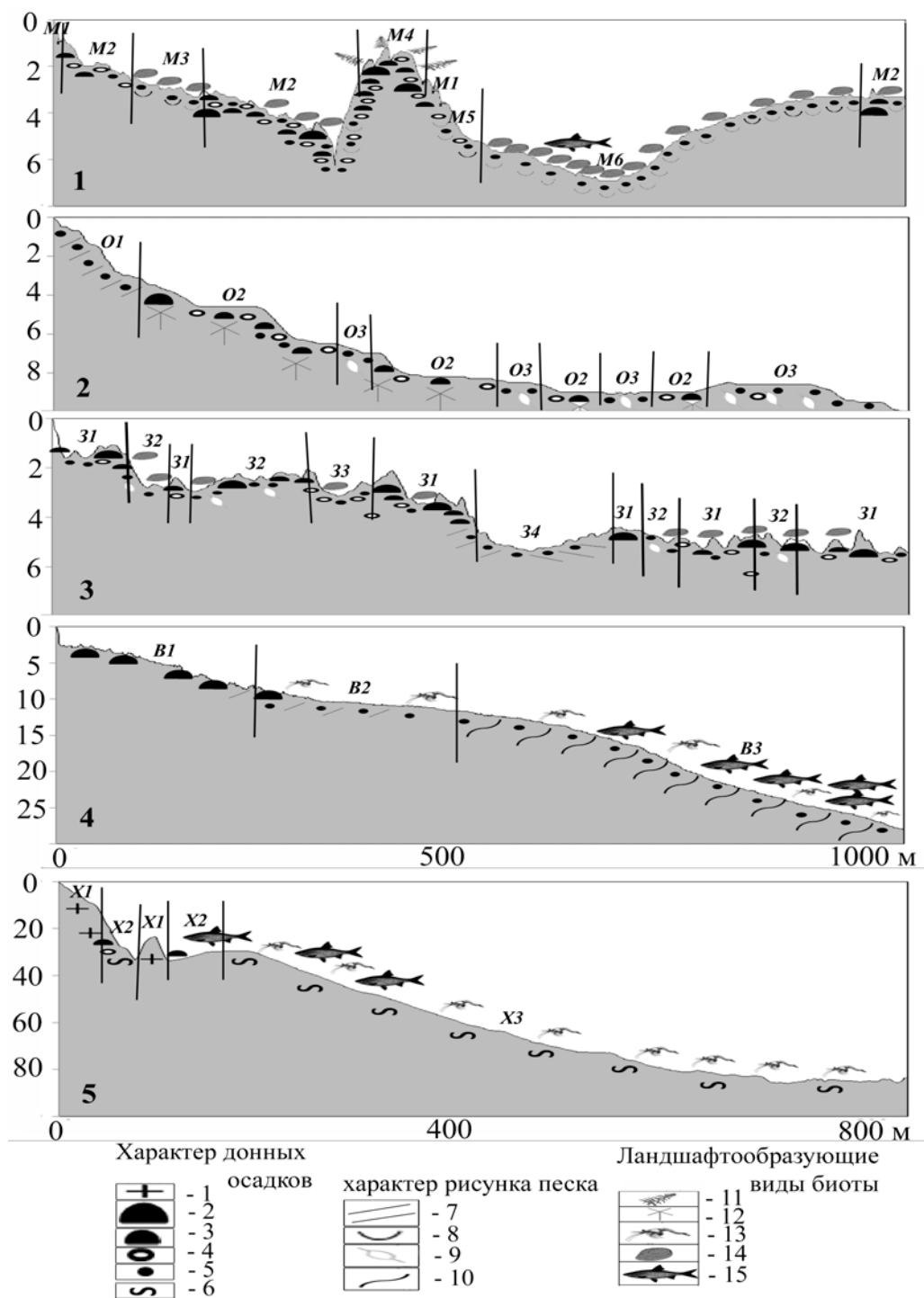


Рисунок 2. Ландшафтные профили разных участков исследованной акватории. Сверху вниз: Мантсинсаари (1); Обжа (2); Заостровье (3); Владимирская (4); Хунукка (5); 1. Коренная порода; 2. Крупные валуны и глыбы; 3. Валунчики; 4. Галька и щебенка; 5. Песок; 6. Алевриты; 7. Прямолинейные рифели; 8. Песок с ямками; 8. Рябь волнения; 10. Рябь течения; 11. Элодея; 12. Колонии губок; 13. Мизиды и амфиподы; 14. Крупные моллюски; 15. Рыба. Буквенно-числовыми индексами обозначены фации, выделяемые на исследованном участке; вертикальные линии — границы фаций

(Орлова и др., 2014). Увеличение расчлененности рельефа делает структуру ландшафтов более сложными из-за растущего влияния мелкомасштабных процессов (Khoroshev, 2020).

Темой, требующей отдельного изучения, является микрорельеф песчаных отложений. Последний определяется совокупностью гидродинамических, литодинамических процессов и воздействием биоты. В исследованиях представленных ключевых участков Ладожского озера было выделено четыре основных типа микрорельефа песков (Рис.2). Как показали исследования в Финском заливе, характер накопления песков, их сортировка, параметры микрорельефа песчаных участков могут оказывать влияние на состав бентосных сообществ и представленность разных таксонов (Орлова и др., 2014).

Выводы.

1. На основе анализа подводных профилей километрового масштаба на изученных прибрежных участках Ладожского озера выявлены геоморфологические факторы формирования донных ландшафтов;

2. Основными геоморфологическими факторами формирования прибрежных донных ландшафтов являются: крутизна склона, образованная эндогенными процессами, а также мезо- и микрорельеф, сформированные эндогенными процессами;

3. С ростом крутизны склона наблюдается более резкая смена ландшафтных фаций и меньшее их разнообразие;

4. Неровный мезорельеф, сформированный за счет гляциальных моренных отложений, приводит к увеличению сложности ландшафтов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по теме № 0154-2019-0001 «Комплексная оценка динамики экосистем Ладожского озера и водоемов его бассейна под воздействием природных и антропогенных факторов».

Литература

Вилкова, О.Ю. Рельеф подводного берегового склона как индикатор ландшафта и распределения биоресурсов Автореф... к.г.н. – М., 2005. – 27 с.

Дудакова, Д.С., Дудаков, М.О., Анохин, В.М. Опыт применения глубоководного телеуправляемого аппарата для изучения подводных ландшафтов Ладожского озера // Российский журнал прикладной экологии. – 2018. – №4 (16). – С. 51-55.

Литоральная зона Ладожского озера / под ред. Е.А. Курашова. – СПб.: Нестор-История, 2011. – 416 с.

Орлова, М.И., Рябчук, Д.В., Жамойда, В.А., Неевин, И.А., Сергеев, А.Ю. Особенности пространственной изменчивости абиотических элементов подводных ландшафтов и поселений донных макробеспозвоночных северной береговой зоны восточной части Финского залива // Региональная экология. – 2014. – 1-2 (35). – С. 29-38.

Скок, Н.В. Современная геоморфология. Учебное пособие – Екатеринбург: Уральский государственный университет, 2008. – 194 с.

Khoroshev, A.V. Multiscale Analysis of Landscape Structure / Landscape Patterns in a Range of Spatio-Temporal Scales. Khoroshev A.V., Dyakonov K.N. (Eds.). – Springer Nature Switzerland AG, 2020. – P. 235-255.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Ермаков В.А.¹, Ермаков А.В.²

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, ermakov.v@gmail.com,

²Геологический институт РАН, Москва, Россия, a.v.ermakov@gmail.com

Аннотация. Бурное развитие тектоники литосферных плит заметно изменило как характер геологических исследований, так и их тематику. Сегодня решающее значение при получении результата приобретают данные палеомагнитных измерений, требующих высокого качества полученных результатов. Синтез геологических и физических данных не всегда удается. Это приводит к тому, что в настоящее время тектоника плит в большой мере развивается как теоретическая наука, в которой преобладает дедуктивный метод исследований. В противоположность этому, в геологии по-прежнему широко используются эмпирические методы, что в целом является положительным фактором, поддерживающим дискуссию. Одна из постоянных тем, — эволюция островных дуг, уникальных структур на границах континента и океана. Этому посвящено и наше сообщение.

Ключевые слова: островные дуги, океанизация, складчатый фундамент, эволюция

В ряде гипотез утверждается, что островные дуги (ОД) возникают на океаническом ложе и со временем, при накоплении вещества, превращаются в орогены. Другая группа ученых утверждает обратное, что ОД как раз формируются на континентальном основании, а затем умяляются и исчезают; механизм исчезновения старой коры формулируется как гипотеза океанизации (Фролова и др., 1989). Типичная ОД делится на несколько продольных частей, каждая из которых устроена примерно одинаково; по отношению к границе континент/океан или к глубоководному желобу выделяются внешние, не вулканические дуги и внутренние дуги, с интенсивным вулканизмом. Комплекс «зеленых туфов» датируется миоценом; он содержит значительный объем игнимбригов и соответствующих интрузивных и субвулканических образований (Гаврилов др., 1973; Мелекесцев и др., 1974; Сергеев, 1976; Федорченко и др., 1989; Пискунов и др., 1982; Авдейко и др., 1992; Ерма-

ков и др., 2011) и многие другие.

Г.С. Горшков (1967) выделял 3 дуги: внешнюю (хребет Витязя), активную вулканическую дугу и третью, подводную дугу (на границе между центральной дугой и Курильской глубоководной впадиной), хотя две последних не имеют между собой явных структурных ограничений. Подводная дуга отличается более древним возрастом и более контрастным вулканическим рельефом, который определяется различной глубиной погружения отдельных вулканов. Эта подводная дуга по занимаемой площади более, чем в 2 раза превышает основную, активную дугу (Затонский и др., 1961).

Подводная западная дуга испытывает тектоническое опускание, которое произошло преимущественно в плиоцене-плейстоцене. Авторы монографии (Авдейко и др., 1992) показали, что два *поперечных* профиля (которые учитывают количество вулканов) демонстрируют резкое уменьшение числа вулканов от подводных к ты-

ловым и к фронтальным. Геоморфологические данные свидетельствуют о более важной роли тектонической границы котловина/вулканическая дуга, чем границы с фронтальной дугой. Вероятно, что повышенная щелочность вулканитов подводной дуги, иллюстрирует не столько их мантийные характеристики, сколько эффекты ассимиляции погруженных блоков континентального фундамента.

Еще один вопрос, фактически независимый, но прямо связанный с эволюцией ОД, относится к их делению на внешние и внутренние дуги. Внутренняя современная дуга — сугубо вулканическое образование с возрастом от миоцена доныне. Внешняя же дуга располагается между активной внутренней дугой и глубоководным желобом. Внешняя дуга часто называется невулканической, но лишь в том значении, что она не содержит *молодых* или современных аналогов вулканических образований. Этим подчеркивается тот факт, что внешняя дуга якобы автономна и что она не связана с эволюцией главной, вулканической дуги. Внешняя дуга в составе Курильской ОД известна как хребет Витязя. Как геоморфологическая структура внешняя дуга впервые была изучена П.Л. Безруковым и др. (1958), которые описали ее как абразионно-аккумулятивную террасу. Внешняя дуга протягивается от архипелага Хабомаи на СВ к структурам камчатского континентального склона; по магнитным данным она реконструируется как существенно базальтовая структура рифтового типа (меловая или палеоценовая). Коротко рассмотрим два участка этой дуги: район с о. Шикотан и участок впадины Матуа, напротив о. Симушира.

Мощность земной коры о. Шикотана — 19-21 км; граница Мохо $V_p=7,9$ км/с.

В коре выделяются гранитный и базальтовый слои со скоростями на верхней границе соответственно 6,2-6,3 км/с и 6,5-7,2 км/с; мощность гранитного слоя — 4-6 км, базальтового — до 10 км. Граница Ко, которая может соответствовать подошве позднемелового структурного яруса, залегает на глубинах 2,6-3,0 км. Структуры о. Шикотана и ближайших островов Японии в меловое время формировались в виде прогиба, наложенного на меридиональные структуры Хоккайдо-Сахалинской зоны. Приблизительный возраст 65-100 млн л. Состав пород преимущественно вулканический, базальтовый (матакотанская и малокурильская свиты); в малокурильской свите встречаются участки с заметной долей осадочных пород, встречаются линзы углей. К.Ф. Сергеев (1978) выделил в структуре острова простую синклиналь СВ простирания. Ее осевая часть соответствует полю развития Ноторо-Томаринского комплекса базальтоидов в центральной продольной части острова, а крылья — выходам матакотанской свиты и дмитровского комплекса. Породы залегают спокойно, деформация отмечена лишь в районах интрузивного магматизма. В палеоцене, частично и в эоцене здесь был сформирован комплекс трещинных даек с малыми интрузиями и с характерными чертами палеорифтовых образований. Поперечник пояса даек, вскрытых в восточных обрывах, составляет 5-10 км. Этот рифтовый пояс, или зона растяжения, был источником для формирования небольших надвигов; часть которых можно наблюдать в г. Малокурильске.

Другое суждение об общей тектонической ситуации высказала Е.Н. Меланхолина. Она справедливо обращает внимание на заметную роль деформаций в строении

малокурульской свиты, выражающихся в кливажировании, развитии изоклинальных складок, сильном брекчировании, будинаже пород. Однако геодинамику формирования структуры острова Е.Н. Меланхолина трактует иначе. Она рассматривает интрузию г. Шикотан как выход базальтового слоя на поверхность, полагая что таким образом идет накопление континентальной коры (на базальтовом основании). Наши наблюдения не подтверждают этой версии. В контактах интрузии г. Шикотан наблюдаются не только мощные зоны ороговикования, но и случаи перекристаллизации вмещающих осадочных пород. Т.И. Фролова наблюдала те же эффекты в полосчатых габбро на крайнем юге острова. Заметим также, что возраст интрузии Шикотан оказался наиболее молодым, аналогичным возрасту комплекса параллельных даек. Н.И. Павленкова, С.Н. Кашубин и др. (2018) на профиле через Охотское море — пролив Буссоль привели новые материалы ГСЗ в пользу континентальной природы структуры Охотского моря. Эти данные свидетельствуют в пользу моделей океанизации континентальной коры.

Важное значение имеют результаты, полученные группой авторов (Емельянова, Костицин, Леликов, 2012) в районах средних островов, на площади впадины Матуа, между проливами Буссоль и Крузенштерна (Ермаков, 1997). Для большого участка впадины по результатам драгирования составлена геологическая карта с датированием основных ее подразделений. Выделены следующие интервалы пород внешней дуги (всего 14 проб; в млн лет): 74, 50-55, 49-47, 27, 14, 10, 4-3, и 1,6 (с округлением до целого). В позднем мелу представлены биотит-роговообманковые гранит-порфиры, а

в поздний мел-палеогеновом комплексе — кремнистые алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники в ассоциации с биотит-роговообманковыми дацитами и риолитами. Поздние породы содержат игнимбриты и спекшиеся туфы. Интересная особенность состоит в том, что нижнеолигоценые осадочные породы формировались в условиях шельфа, а затем в миоцене и плиоцене условия накопления сменились на батинальные (глубины 2-3 тыс.м.) Возрастной диапазон пород оказался примерно тот же, что и на Шикотане, однако здесь заметно больше вулканитов кислого состава. Это важная реконструкция указывает на роль тектонического опускания при формировании глубоких каньонов. Авторы выделили и подстилающий слой консолидированного основания впадины; его расчетный возраст около 0,7 млрд.л. Ранее мы привели данные о возрасте ксенолитов, собранных в пемзах перешейка Ветрового (о.Итуруп), которые указывают на наличие в фундаменте ОД пород раннемезозойского, возможно и более древнего возраста (Ермаков и др., 2011). Возраста пород приводится в табл. 1.

Ряд других фактов остаются еще плохо изученными. В западной части о-ва Парамушир, вблизи бухты Шелехова (с СВ), обнаружены протяженные идеально сглаженные поверхности осадочных пород на нулевых отметках со сложной пропеллеро-видной складчатостью; обнаружить эту террасу можно лишь в периоды отливов. Похожие осадочные породы встречены в районе м. Геммерлинга (на Кунашире), здесь осадки сильно окварцованы. Складчатый фундамент Большой Курильской ОД все же существует, при этом относительно высокие его выступы (поздний мел-палеогеновые) вскрываются по краям, на флангах ОД,

тогда как в средней части ОД он относительно утоплен. Как показано, утоплены и высокие террасы впадины Матуа. Поперечник Курильской ОД за плио-плейстоцен сократился не менее чем в 5 раз. В.Ф. Остапенко оценил площадь опусканий примерно в третью часть от нынешней островной суши. По его подсчетам в Курильской ОД насчитывается 259 вулканов, из них 1/3 часть находится под уровнем моря. Вершины многих вулканов утоплены и опознаются по остаткам абразионных поверхностей выравнивания (гайотов). Таким образом, есть основания для обсуждения локального преобразования коры, ее океанизации.

Еще один интересный факт установлен ранее и в разное время В.И. Федорченко и Б.Н. Пискуновым, а позднее — В.А. Ермаковым (Ермаков, 1997). Нами измерялись высоты береговых террас на склонах Курильских островов. У нас возникло устойчивое мнение о том, что одноименные террасы с западной стороны островов выше и более скалистые, чем террасы на восточной стороне островов. Наблюдается поперечный перекосяк террас, что может указывать на взбросо-надвиговый характер перемещений (на В-СВ, в сторону океанской плиты).

В таблице 1 приведен возраст некоторых магматических пород; часть из них относится к драгировкам. Тем не менее они попадают в диапазон возрастов, полученных для надежных включений. В тех случаях, когда обломки гранитоидов собраны непосредственно в обнажениях игнимбритов, они являются вполне достоверными и отражают время формирования интрузивов. Интересны подсчеты средних значений состава гранитов: для Шикотана (4 анализа) — 184 млн л., для влк. Тятя — 181 млн л., для обломков и драги-

ровок на склонах вулканов (9 анализов) — 166 млн л. Не исключено, что это — обломки фундамента. Два значения возраста (по амфиболу: №15 и 14) указывают на консолидированный фундамент о. Итуруп.

В заключении заметим, что дискуссию о геодинамике островных дуг нельзя считать завершенной. Появляются все новые данные о континентальной природе фундамента ОД и о тенденции к его опусканию, а, следовательно, и переработке. В ОД реконструируются признаки горизонтальных движений островных дуг с их взбросо-надвиговым перемещением в сторону океанской плиты (Yermakov, 1998). Неясно происхождение глубоких, до 1000 м и более, выровненных площадок, вероятно связанных с их тектоническим опусканием. Подводные террасы чаще всего рассматриваются как абразионно-аккумулятивные структуры, что, однако, требует дополнительного исследования (Затонский и др., 1961).

Литература

- Авдейко, Г.П., Антонов, А.Ю., Волынцев, О.Н., Цветков, А.А. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги — М.: Наука, 1992. — С. 128-136.
- Безруков, П.Л., Зенкевич, Н.Л., Канаев, В.Ф., Удинцев, Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Тр. Лаб. вулканол. АН СССР. — 1958. — Вып.13. — С. 71-88.
- Гаврилов, В.К., Соловьева, Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил — Новосибирск: Наука, 1973. — 152 с.
- Емельянова, Т.А., Костицин, Ю.А., Леликов, Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной гряды // Геохимия. — 2012. — №3. — С. 316-332.

Таблица 1. Возраст ксенолитов, гранитоидов в игнимбритах и пробах драгирования Большой Курильской гряды

№ п.п.	Название породы	Условия нахождения	Местонахождение	Возраст, млн лет	Источник, примечание
1	Катаклазированный биотитовый гранит	Драгировка	Подводный влк. Вавилова	199±2	Геолого-геофизический..., 1987
2	Биотит-амфиболовый гранит			128±3	«
3	То же			127	«
4	То же			160±3	«
5	То же		Склон о. Симушир	146±2	«
6	Катаклазированный гранодиорит	«	«	219±2	«
7	Биотит-роговообманковый гранит	«	Побережье о. Магуа	216	Васильев, 1988
8	Гнейсоватый граносиенит	«	«	146	«
9	Гранит	«	Акватория о. Броугтон	155	«
10	Гранодиорит	Глыба в лавобрекчии	Край Света, о. Шикотан	209	«
11	Гранодиорит	Драгировка	ЮВ акватория о. Шикотан	160	«
12	Биотит-амфиболовый гранит	1. п-ов Ловцова, элювий (?) 2. влк. Тятя, включение	о. Кунашир	181±4 два разных обломка	Виноградов, 1988
13*	Биотит-амфиболовый гранит (7678e)	Обломок в поле зеленоской свиты	о. Шикотан, восточное побережье	196±8	Ермаков, 1993
14*	Полосчатый биотит-амфиболовый метадiorит (7689a)	Обломок на тихоокеанской стороне пляжа	о. Итуруп, перешеек Ветровой. Ксенолиты в пемзах	365±12 амфибол	«
15*	Биотит-амфиболовый метадiorит (7687a)	там же	там же	621±14 амфибол	«
16*	Биотитовый гранитоиднейс (7687Б)	там же	там же	119±5 ортоклаз 37±3 биотит	«

* Анализы 13–16 выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ РАН (М.М. Аракелянц).

Ермаков, В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и проблема сейсмичности // Физика Земли. – 1997. – №1. – С. 30-47.

Ермаков, В.А., Абдурахманов, А., Ермаков, А.В., Семакин, В.П., Штейнберг, Г.С. Вулканическое районирование: геологические основы и прогноз опасности (на примере вулкана Менделеева, о. Кунашир) – М.: Мордвинцев, 2011. – 200 с.

Затонский, Л.К., Канаев, В.Ф., Удинцев, Г.Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги / Океанологические исследования. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 128-136.

Павленкова, Н.И., Кашубин, С.Н., Гонтовая, Л.И., Павленкова, Г.А. Глубинное строение и геодинамика Охотоморского региона // Региональная геология и металлогения. – 2018. – №76. – С. 70-82.

Пискунов, Б.Н., Федорченко, В.И. Вулканизм СЗ части Тихого океана и не-

которые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеанская геология. – 1982. – №3. – С. 38-45.

Сергеев, К.Ф. Тектоника Курильской островной системы – М.: Наука, 1976. – 239 с.

Меланхолина, Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. – 1978. – №3. – С. 128-136.

Федорченко, В.И., Абдурахманов, А.И., Родионова, Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги – М.: Наука, 1989. – 239 с.

Фролова, Т.И., Перчук, Л.Л., Бурикова, И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин – М.: Недра, 1989. – 262 с.

Yermakov, V.A. Tectonics and seismicity of the Kuril island arc. / Proceedings of International symposium on New Concepts in Global Tectonics. – Tsukuba, Japan, 1998. – P. 331-335.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ БЕРЕГОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ К НЕФТЯНОМУ ЗАГРЯЗНЕНИЮ

Ермолов А.А.¹, Илюшин Д.Г.², Кизяков А.И.¹, Михайлюкова П.Г.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
alexandr.ermolov@gmail.com

²ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», Москва, Россия

Аннотация. В работе представлены отдельные результаты оценки экологической чувствительности берегов российского сектора Баренцева моря к разливам нефти и нефтепродуктов. Общая протяженность исследованной береговой линии составила более 13900 км. Оценка выполнена в соответствии с международной системой индексов чувствительности ESI (Environmental Sensitivity Index) на основе дистанционных спутниковых, картографических, литературных данных и материалах полевых исследований авторов. Применение комплексного анализа геолого-геоморфологических и гидродинамических условий функционирования береговых систем для районирования берегов по их чувствительности к загрязнению нефтью позволило увязать экологическую типизацию (ESI) с традиционным для морских берегов морфодинамическим районированием, получить детальное представление о рассма-

триваемых берегах и выполнить достоверную оценку их чувствительности к возможному загрязнению. Всего на побережье Баренцева морей выделено 12 типов берегов с различным уровнем экологической чувствительности. Установлено, что наименее чувствительные к нефтяному загрязнению абразионные и абразионно-денудационные берега с клифами, бенчами и валунно-глыбовыми отмысками у основания береговых уступов, выработанных в коренных породах, занимают в общей сложности около 2560 км, или порядка 18,4% протяженности береговой линии. Наиболее чувствительными к нефтяному загрязнению являются аккумулятивные лагунно-бухтовые и дельтовые берега, берега с обширными осушками, мелководьями и лайдами. В совокупности эти берега занимают около 1570 км или порядка 11,3% протяженности исследованной береговой линии. Результаты представлены в виде карт экологической чувствительности, которые отражают экспертную оценку и определяют приоритеты защиты прибрежных районов при планировании и проведении мероприятий по ликвидации разливов нефти в случае их возникновения.

Ключевые слова: морские берега, разливы нефти, экологическая чувствительность, картографирование

Введение. Одним из важнейших направлений обеспечения экологической безопасности при разработке шельфовых месторождений является предотвращение и устранение последствий потенциально возможных разливов нефти и нефтепродуктов. Наиболее серьезную опасность с эколого-геологической точки зрения представляет загрязнение береговой зоны моря и изменение комплекса физико-химических свойств грунтов, определяющих экологические функции пораженного участка и способного существенно снизить биоразнообразие флоры и фауны крайне уязвимых арктических экосистем. Это обуславливает необходимость разработки комплексных мероприятий по охране окружающей среды и оценке экологической чувствительности морских берегов к разливам нефти и нефтепродуктов. Последние представляют собой не только естественную границу двух сред, способную ограничивать распространение загрязнения, но и являются важнейшим природным и социально-экономическим ресурсом, экологическое состояние которого имеет ключевое значение для устойчиво-

го развития региона в целом.

Наряду с буровыми платформами потенциальными источниками нефтяного загрязнения в Баренцевом море остаются существующие промышленные районы — Варандейский нефтеналивной береговой терминал (резервуарный парк, подводные нефтепроводы и пр.), связанный с шельфовой ледостойкой платформой «Приразломная» (расположена в 60 км от берега), Мурманский транспортный узел, порт Нарьян-Мара, а также перспективные объекты добычной и транспортной инфраструктуры, грузовое и военное судоходство и др.

При планировании и проведении мероприятий по ликвидации разливов нефти в прибрежных районах приоритетной задачей является определение как наиболее ценных в экологическом отношении, так и наиболее чувствительных к загрязнению и сложных в очистке береговых участков. Для этих целей разрабатываются специальные карты экологической чувствительности берегов, отражающие комплексную экспертную оценку и обеспечивающие оперативное принятие решений в чрезвычайной ситуации.

Материалы и методы. Ввиду отсутствия единой утвержденной методики для оценки экологической чувствительности берегов Баренцева моря к разливам нефти и нефтепродуктов применялся апробированный на берегах морей Карского, Лаптевых, Черного и Азовского (Экологический, 2016; Экологический, 2017, Экологический, 2019) эколого-геоморфологический подход. Основанный на представлениях о строении и эволюции береговой зоны (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Леонтьев и др., 1975; Сафьянов, 1996), эколого-геоморфологический подход не противоречит принципам международной системы индексов чувствительности, а является ее более широким вариантом, дополняющим упрощенную типизацию по отдельным критериям ранжирования в соответствии с методикой ИМО/ИРЕСА/OGP. Использование комплексного анализа геолого-геоморфологических и гидродинамических условий функционирования береговых систем в качестве основных критериев районирования берегов по их чувствительности к загрязнению нефтью позволило увязать экологическую типизацию (ESI) с традиционным для морских берегов морфодинамическим районированием.

В качестве источников информации о берегах использовались литературные, картографические и дистанционные данные, материалы полевых исследований, фото- и видеоматериалы. Комплексный анализ космических снимков, геологических и геоморфологических карт и схем, информации из открытых электронных ресурсов, позволил выполнить оценку берегов по эколого-геоморфологическому принципу в масштабе 1:200 000 — 1:1 000 000. Выбранный масштаб исследования и большое разнообразие генетических и морфо-

динамических типов берегов не позволили полностью исключить некоторые обобщения, но все они были выполнены с учетом особенностей геоморфологического строения берега и в соответствии с рекомендованными принципами предосторожности в пользу природного объекта.

Чувствительность берегов определялась на основе экспертной оценки основных критериев ранжирования согласно международной методике и включала анализ гидродинамических, геологических, геокриологических и геоморфологических условий каждого выделенного сегмента берега. Типы сценариев разлива, модели распространения (дрейфа, растекания и пр.), возможные способы ликвидации загрязнения и варианты физико-химического и механического взаимодействия нефтепродуктов с осадками на арктических побережьях были приняты в соответствии с руководством (Руководство, 2002) и монографией (Немировская, 2013).

В качестве основы экологической типизации на начальном этапе использовалось геоморфологическое районирование береговой зоны. В соответствии с международной методикой (Sensitivity, 2012) для системы индексов ESI учитывалась открытость побережья волнению и литология пород, слагающих береговую зону. Детальный анализ проводился в рамках отдельных литодинамических систем или отрезков берега, обладающих схожими показателями морфологии, литологии и динамики. Используя сочетание рассмотренных факторов, каждому участку присваивался индекс чувствительности к нефтяному загрязнению в соответствии с системой индексов ESI.

Результаты и обсуждение. Всего на побережье Баренцева морей выделено 12 типов берегов с различным уровнем

экологической чувствительности (табл. 1). Каждый уровень имеет цветную кодировку в соответствии с увеличением индекса экологической чувствительности от холодного цвета к теплomu, согласно принятой цветовой шкале. Это обеспечивает наглядную идентификацию экологической чувствительности берега при картографировании и работе с геоинформационными системами (ГИС), упрощает оперативную работу при

ликвидации разливов.

С целью адаптации оригинальных названий международной системы индексов к региональным условиям при разработке легенды в названия отдельных экологических типов берегов были внесены изменения, которые можно считать минимальными. Градация крупности пляжевых отложений соответствует системе индексов ESI.

Таблица 1. Экологические типы берегов Баренцева моря

Тип берега		Индекс ESI
1.	Открытые скалистые уступы	1A
2.	Открытые скалистые уступы с валунно-глыбовой отмосткой	1C
3.	Защищенные скалистые уступы и крупнообломочные берега	8D
4.	Открытые ледяные уступы	1D
5.	Открытые уступы в песчано-глинистых отложениях	3B
6.	Защищенные уступы в песчано-глинистых отложениях	8A
7.	Пляжи, сложенные разнoзернистым песком	4
8.	Пляжи, сложенные смешанными песчано-галечными отложениями	5
9.	Галечные и валунно-глыбовые пляжи	6B
10.	Защищенные песчано-илистые приливные и ветровые осушки (отмели, мелководья)	9A
11.	Соленые и солоноватые марши (лайды)	10A
12.	Затапливаемые низменные тундры	10E

Протяженность берегов с различной экологической чувствительностью на побережьях Баренцева моря различна. Наиболее чувствительными к нефтяному загрязнению являются аккумулятивные лагунно-бухтовые и дельтовые берега с обширными осушками, мелководьями и лайдами (индекс 9A, 10A и 10E). Благодаря высокой изрезанности береговой линии отдельных районов, множеству мелких и крупных дельтовых

островов, общая протяженность самых чувствительных берегов с индексом 10A и 10E составила 1090 км, или около 7,9% общей длины рассматриваемой береговой линии. Участки с широким развитием осушек и мелководий (индекс 9A) занимают порядка 480 км или 3,4% протяженности береговой линии.

Наименее чувствительные к нефтяному загрязнению открытые морскому волнению

абразионные и абразионно-денудационные берега с клифами, бенчами и валунно-глыбовыми отмытками у основания береговых уступов (индексы 1А и 1С), выработанных в коренных породах, занимают в общей сложности около 2560 км, или порядка 18,4 % протяженности береговой линии.

Наибольшую протяженность на побережьях Баренцева моря имеют защищенные абразионно-денудационные берега заливов и проливов, выработанные в коренных породах и характеризующиеся наличием скалистых уступов и крупнообломочных отложений в волноприбойной зоне (индекс — 8D). Протяженность берегов данного типа 2945 км, что составляет 21,1 % береговой линии.

Немногой меньшей протяженностью имеют защищенные термоденудационные и абразионно-термоденудационные берега с уступами, выработанными в песчано-глинистых отложениях (индекс — 8А). Их общая протяженность составляет 2175 км или 15,6 % исследованной береговой линии. Открытые абразионные и термоабразионные берега, сложенные рыхлыми (нелитифицированными) отложениями (индекс — 3В), имеют протяженность 1410 км, что составляет 10,1 % общей протяженности. Аккумулятивные выровненные берега (индексы — 4, 5 и 6В) занимают в общей сложности 1298 км или 9,3 % протяженности береговой линии.

Специфические термоденудационные ледяные берега, образованные ледниковыми куполами и выводными ледниками, также имеют весьма широкое распространение. Это обусловлено высокой изрезанностью берегового контура островов арктических архипелагов, являющихся областью современного оледенения. Их общая протяженность 1980 км или 14,2 % протяженности

береговой линии. Берега этого типа имеют низкую экологическую чувствительность — индекс 1D.

Выводы. Применение комплексного анализа геолого-геоморфологических и гидродинамических условий функционирования береговых систем для районирования берегов по их чувствительности к загрязнению нефтью позволило увязать экологическую типизацию (ESI) с традиционным для морских берегов морфодинамическим районированием, получить детальное представление о рассматриваемых берегах и выполнить достоверную оценку их чувствительности к возможному загрязнению. Разработанные карты экологической чувствительности берегов Баренцева моря являются незаменимой основой при разработке планов и проведении мероприятий по ликвидации разливов нефти в случае их возникновения, и могут использоваться для проведения дальнейших фундаментальных и прикладных исследований в регионе.

Материалы публикации подготовлены в рамках выполнения работ по анализу и обобщению результатов экологических исследований морей Российской Федерации, разработке серии экологических атласов (Заказчик работ: ПАО «НК «Роснефть»), по теме ГЗ АААА-А16-116032810055-0; АААА-А16-116032810095-6.

Литература

Зенкович, В.П. Основы учения о развитии морских берегов – М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Леонтьев, О.К. Основы геоморфологии морских берегов – М.: Изд-во МГУ, 1961.

Леонтьев, О.К., Никифоров, Л.Г. Сафьянов, Г.А. Геоморфология морских берегов – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 336 с.

Немировская, И.А. Нефть в океане (за-

грязнение и природные потоки) – М.: Научный мир, 2013.

Руководство по ликвидации разливов нефти на морях, озерах и реках – СПб.: ЗАО ЦНИИМФ, 2002. – 344 с.

Сафьянов, Г.А. Геоморфология морских берегов – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 400 с.

Экологический Атлас. Карское море / Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Сергиенко Л.А. и др. – М.: ООО «Арктический научный центр», 2016. – 271 с.

Экологический Атлас. Море Лаптевых / Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Сергиенко Л.А. и др. – М.: ООО «Арктический Научный Центр», 2017. – 303 с.

Экологический Атлас. Черное и Азовское моря / Мокиевский В.О., Цетлин А.Б., Игнатов Е.И. и др. – М.: Фонд «НИР», 2019. – 464 с.

Sensitivity mapping for oil spill response. London. IMO / IPIECA / OGP, 2012. – 39 p.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ БЕРЕГОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Ермолов А.А.¹, Кизяков А.И.¹, Илюшин Д.Г.²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
alexandr.ermolov@gmail.com

²ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», Москва, Россия

Аннотация. Целью работы являлось создание региональной характеристики геоморфологического строения берегов Баренцева моря на основе их типизации по морфодинамическому принципу. В результате комплексного геоморфологического анализа условий и факторов развития береговой зоны российского сектора Баренцева моря (общей протяженностью свыше 13900 км) разработана типизация, проведено районирование и сформирована электронная база пространственных данных, положенная в основу классических картографических материалов масштаба 1:200 000-1:1 000 000. Среднемасштабное районирование, пространственный и статистический анализ протяженности продемонстрировали большое разнообразие и неравномерность распространения различных типов берегов как на материковом побережье, так и на островах арктических архипелагов. Это обусловлено особенностями геолого-геоморфологического и структурно-тектонического строения побережий баренцевоморского региона и связанными с ними условиями развития береговых процессов в голоцене, неоднородными гидрологическими и метеорологическими условиями отдельных частей моря, различным бюджетом наносов береговой зоны и разнонаправленными неотектоническими движениями, во многом предопределившими современные очертания береговой линии. Характеристика отдельных типов берегов выполнена на основе материалов экспедиционных исследований авторов, литературных, картографических и спутниковых данных, имеющих фото- и видеоматериалов. В отличие от ранее опубликованных данных представленная региональная морфодинамическая характеристика охватывает все берега Баренцева моря, в том числе острова арктических архипелагов, и включает детальные карты типов берегов, которые являются незаменимой основой для дальнейших фундаментальных и прикладных исследований в регионе.

Ключевые слова: Баренцево море, береговая зона, морфодинамическая типизация, картографирование, морская геоморфология

Континентальный шельф Баренцева моря содержит колоссальные запасы углеводородного сырья и является стратегически важным регионом перспективного развития нефтегазовой отрасли России. Концепция развития шельфовых проектов и освоение ресурсов лицензионных площадей в Баренцевом море предполагает развитие прибрежной инфраструктуры, строительство и эксплуатацию инженерных объектов в береговой зоне. Это определяет актуальность исследований морфологии и динамики морских берегов в районах перспективного освоения и транспорта углеводородного сырья.

С целью создания региональной характеристики геоморфологического строения и динамики берегов материкового побережья и островов Баренцева моря был выполнен комплексный геоморфологический анализ условий и факторов развития рельефообразующих процессов, проведено среднемасштабное районирование береговой линии Баренцева моря общей протяженностью свыше 13 900 км. Основой районирования стала морфодинамическая типизация берегов, разработанная с учетом сложившихся представлений о геоморфологии и литодинамике баренцевоморского региона (Попов и др., 1988, Новиков, Федорова, 1989, Берега, 1991, Огородов, 2003), существующих классификаций берегов других арктических морей и возможностей картографического изображения отдельных сегментов береговой линии в выбранном масштабе (1:200 000-1:1 000 000).

Районирование береговой зоны проводилось с использованием большого объема картографических, спутниковых и

литературных данных, материалов экспедиционных исследований различных лет, имеющих фото- и видеоматериалов. Наряду с морфологическими и динамическими характеристиками конкретного отрезка берега учитывалось влияние геологических, геокриологических, флювиальных и гидрометеорологических факторов, которые определяют условия развития берега не в меньшей степени, чем волнение, а в отдельных случаях превосходят его. Это имеет особенное значение на низких берегах полузамкнутых заливов, в устьевых областях рек и в волновой тени крупных полуостровов и островов, развитие которых происходит под влиянием штормовых нагонных повышений уровня моря, значительных объемов твердого стока рек и минимальных уклонов подводного склона.

Другим важнейшим фактором, принятым во внимание, стали приливно-отливные колебания уровня Баренцева моря, имеющие различную амплитуду и отличающиеся асимметрией скоростей приливных и отливных течений (и их длительностью) в различные фазы прилива. Приливы создают специфические формы рельефа береговой зоны, наиболее отчетливые на тех участках, где высота прилива превышает высоту штормовых волн. Такие условия более характерны для внутренних мелководных частей заливов, отчлененных от моря барами лагунах и в волновой тени островов и полуостровов, чем для открытых волнению приглубых берегов Мурманского берега или островов архипелагов. Яркой чертой отмелей берегов является ширина зоны осушки, которая в зависимости от уклонов подводного склона, количества наносов в береговой зоне и ин-

тенсивности волнового воздействия может достигать нескольких километров.

Выделены три основные группы берегов, выработанные в коренных породах, сложенные осадочными отложениями и ледяные, образованные ледниковыми куполами и выводными ледниками арктических островов (табл. 1). Структурная сложность береговых систем и разнообразие рельефа в условиях ограниченного числа взаимодействующих компонентов предопределили необходимость объединения абразионных типов с доминирующей ролью абразионных, термоабразионных и термоденудационных процессов в общую группу отступающих берегов, сложенных рыхлыми (нелитифицированными) отложениями, в том числе многолетнемерзлыми. Кроме того, принимались во внимание морфология и литологический состав отложений волноприбойной зоны, особенности перемещения и аккумуляции наносов, значимость приливно-отливных явлений и флювиальных процессов в формировании рельефа береговой зоны и ее динамике.

Выбранный масштаб исследования позволил дать обобщенную характеристику берегов материковой части и островов российского сектора Баренцева моря, учитывая сложность предмета исследования и необходимую степень генерализации данных при картографировании. Представленную типизацию можно считать универсальной как для данного региона, так и для западных арктических морей в целом, поскольку использование емких наименований допускает вариации содержания каждого выделенного типа берега, столь необходимые при районировании и картографировании сложных объектов, отличающихся разнообразием литологии пород и

морфолитодинамических обстановок. Переходы между отдельными типами берега часто неуловимы, и различия обнаруживаются лишь при сопоставлении участков, расположенных на некотором расстоянии друг от друга. При укрупнении масштаба картографирования типизация может быть расширена и детализирована с учетом региональной специфики.

Современные берега Баренцева моря отличаются большим разнообразием. Это отражает отличия морфоструктурного, геологического, геокриологического и геоморфологического строения побережий, характера расчленения береговой линии и различия в направленности и интенсивности неотектонических движений. В немалой степени это обусловлено и неоднородными гидрологическими и метеорологическими условиями отдельных частей моря, обуславливающими различную интенсивность таких факторов развития берегов, как волнение, течения, штормовые нагоны, приливы, морские льды и др. Многообразие гидродинамических обстановок и литологической основы обеспечивает широкий набор рельефообразующих процессов, протекающих в пределах береговой зоны и определяющих сложную и изменчивую морфологию берегов разного типа.

Абразионные и абразионно-денудационные берега, выработанные в коренных породах, имеют протяженность порядка 5505 км, что составляет 39,5% общей протяженности исследованной береговой линии. Основными районами распространения берегов этого типа являются Кольский и Югорский полуострова и острова Вайгач, Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и др. Следует отметить отдельные участки коренных абразионных берегов на полуострове Канин (мысы

Таблица 1. Морфодинамические типы берегов Баренцева моря

Тип берега		Характерные элементы рельефа волноприбойной зоны
Берега, выработанные в коренных породах:		
1.	Абразионные	клиф, бенч
2.		береговой уступ с валунно-глыбовой отмосткой
3.	Абразионно-денудационные	береговой уступ, валунно-глыбовая отмостка (в заливах и проливах)
Берега, выработанные в ледниках:		
4.	Термоденудационные ледяные (образованные ледниковыми куполами и выводными ледниками)	ледяной уступ (стена, барьер)
Берега, сложенные рыхлыми отложениями (включая многолетнемерзлые породы):		
5.	Абразионные, термоабразионные и абразионно-термоденудационные	береговой уступ с прислоненным песчано-галечным пляжем / глинистым бенчем
6.		береговой уступ (в заливах и проливах)
7.	Аккумулятивные выровненные (включая бары, косы и др.)	песчаный пляж
8.		песчано-галечный пляж
9.		галечный и/или валунно-глыбовый пляж
10.	Аккумулятивные отмелые лагунно-бухтовые (в заливах, лагунах и пр.)	регулярные осушки и мелководья
11.		лайды (марши)
12.	Дельтовые	устьевые аккумулятивные формы

Канин Нос и Микулкин), на северо-востоке Чешской губы (мыс Бармин), мыс Святой Нос и цепочку островов в восточной части Печорского моря - острова Матвеев, Голец, Долгий, Большой и Малый Зеленцы, представляющих собой линейно вытянутый выступ коренных терригенно-карбонатных пород на западной окраине Урало-Новоземельской складчатой зоны.

Отступающие берега, сложенные рыхлыми (нелитифицированными) отложениями, занимают около 3585 км или почти 25,7%. Это берега материкового побережья юго-восточной части Баренцева моря и острова Колгуев, открытые волнению и тер-

мическому воздействию побережья полуострова Канин, берега Чешской, Индигской, Печорской и Хайпудырской губ, отдельные участки встречаются на островах арктических архипелагов. Термоденудационные берега, образованные ледниковыми куполами и выводными ледниками, за счет высокого расчленения островов арктических архипелагов также имеют значительную протяженность — почти 1980 км или порядка 14,2% береговой линии. Таким образом, берега абразионного типа в совокупности охватывают почти 80% протяженности береговой линии российского сектора Баренцева моря.

Берега аккумулятивного типа (выров-

ненные, лагунно-бухтовые и дельтовые) имеют протяженность около 2869 км, включая береговую линию внутренних частей отдельных заливов. Это составляет порядка 20% общей протяженности береговой линии. Наиболее широкое распространение эти берега имеют на побережьях юго-восточной части Баренцева моря, обладающих сравнительно большими запасами рыхлого материала, как на суше, так и на подводном склоне. Крупнейшими аккумулятивными формами являются полуострова Русский Заворот, Медынский Заворот, мыс Лайденный и острова Камбальницкие Кошки, Восточные, Западные и Южные Тонкие Кошки, цепочка островов (островной бар) Гуляевские Кошки, примкнувшие островные бары и косы островов Песяков, Варандей, Сенгейский и др. Обширные пространства неволновой аккумуляции выделяются в заливах — Чешской, Колоколкова, Паханческой, Варандейской, Перевозной и Хайпудырской губах, отчлененных от моря барами лагунах (Песчаной, Горностаальей и др.). Крупнейшей в регионе областью аккумуляции терригенного материала является Печорская губа и прилегающие районы, питаемые твердым стоком р. Печора.

На основе представленной типизации

было выполнено геоморфологическое районирование береговой зоны и разработана электронная база пространственных данных, положенная в основу классических картографических материалов. Такое картографическое обеспечение является незаменимой основой для проведения дальнейших фундаментальных и прикладных исследований.

Работы выполнены по темам
ГЗ АААА-А16-116032810055-0,
АААА-А16-116032810095-6.

Литература

Каплин, П.А., Леонтьев, О.К., Лукьянова, С.А., Никифоров, Л.Г. Берега – М.: Изд-во Мысль, 1991. – 479 с.

Новиков, В.Н., Федорова, Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 1989. – №1. – С. 64-68.

Огородов, С.А. Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря // Геоморфология. – 2003. – №1. – С. 72–79.

Попов, Б.А., Совершаев, В.А. и др. Береговая зона морей Печорско-Карского региона. Исследование устойчивости геосистем Севера – М.: Изд-во МГУ, 1988. – С. 176-201.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДЕЛЬТОФОРМИРОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ ДЕЛЬТЫ Р. МАККЕНЗИ)

Исупова М.В., Долгополова Е.Н.

*Институт водных проблем РАН, Москва, Россия,
misupova@yandex.ru, dolgopolova@gmail.com*

Аннотация. Рассмотрены особенности распределения стока воды и наносов в рукавах дельты Маккензи, формирования устьевых баров и островов, динамики морского края дельты. Выявлено, что незначительное выдвигание западной части дельты связано с выносом на-

носов, поступающих на морской край дельты, вдольбереговым течением и оседанием их на морском шельфе и в желобе Маккензи. В восточной части, напротив, происходит формирование частной дельты выполнения в заливе Кугмалит, которому способствует переотложение мелкодисперсных наносов во время нагонного подъема уровня воды.

Ключевые слова: дельта, криолитозона, сток наносов, процессы дельтоформирования

Введение. Речные дельты — природные объекты, представляющие собой надводные части устьевых конусов выноса, которые формируются из речных и морских наносов. Образованию и развитию дельт способствуют значительный сток наносов реки, мелководность устьевого взморья, слабое воздействие морского волнения и приливов (Михайлов, 1997а). Существенную роль в процессах дельтообразования играют морфология и морфометрия устьевого взморья, а также положение уровня приемного водоема и его изменения (трансгрессия или регрессия). В период относительной стабилизации уровня приемного водоема формирование речной дельты происходит стадийно: на первой стадии образуется дельта выполнения, которая сменяется со временем стадией формирования дельты выдвижения на открытом морском побережье. Процессам активного дельтообразования свойственна периодичность, связанная как с неравномерностью выдвижения дельты (или ее отдельных участков) в море, так и со стремлением потока двигаться по гидравлически наиболее выгодному направлению (Михайлов, 1997а).

В арктической зоне существенное влияние на гидрологические условия оказывает наличие многолетнемерзлых пород (ММП). Прежде всего оно выражается в очень слабом грунтовом питании рек, расположенных в криолитозоне. Связано это с тем, что надмерзлотные воды (в деятельном слое и таликах) здесь маломощны, быстро перемерзают с наступлением морозов или истощаются, а

выходы подмерзлотных вод редки. К особенностям режима рек зоны ММП относится и исключительное маловодье рек в зимний период, вплоть до полного перемерзания и прекращения стока. Влияние ММП на теплообмен воды с ложем реки способствует промерзанию рек и частому образованию наледей. Еще одна отличительная черта режима рек этой зоны — сравнительно слабое развитие эрозионных процессов, так как скованные мерзлотой грунты трудно поддаются размыву. Малый сток наносов и образование сезонно мерзлых грунтов замедляют процессы формирования дельт в субарктическом поясе.

В эволюции устьевых областей рек арктического побережья России в послеледниковую эпоху можно выделить две характерные стадии: затопление прибрежных равнин и образование заливов или лагун в период трансгрессии Мирового океана и последующее накопление аллювия в устьях рек и формирование речных дельт после стабилизации уровня моря и малой тектонической активности (Коротаяев, 2011). В настоящее время наиболее распространенный тип таких устьев — дельты выполнения долинных заливов (Обь, Надым, Пур, Таз, Енисей, Колыма) или устьевых лагун (Печора, Яна, Индигирка); и только устья рек Лена и Оленёк — типичные дельты выдвижения на открытом побережье. Из современных процессов дельтообразования в этих устьях преобладают медленное выдвижение дельт в заливы (Печора, Пур, Таз), образование отмелей и островов (Печора, Ени-

сей), формирование устьевых баров (Лена, Яна, Индигирка) (Коротаев, 2011; Михайлов, 1997б).

Дельта Маккензи, расположенная в зоне прерывистых ММП (50-90%), исключая нижнее течение Восточного рук., которое находится в сплошных ММП (90-100%), — яркий пример арктической дельты, отражающий особенности процессов формирования и развития дельты в условиях криолитозоны.

Материалы и методы. В работе использовались данные гидрологических постов, расположенных в дельте Маккензи (линия Инувик — Аклавик) (в т.ч. данные о среднемесячных расходах воды за 2009-2017 гг.), полученных из открытых источников (HYDAT), данные дистанционного зондирования, а также материалы, представленные в публикациях российских и канадских исследователей, посвященные данной тематике.

Результаты исследования и обсуждение. Маккензи — наиболее протяженная река Канады, ее длина составляет 1 770 км, площадь бассейна — 1,8 млн км². Дельта Маккензи — самая большая дельта в Канаде площадью 13 000 км², вторая по величине арктическая дельта после дельты Лены. Вершина дельты (ВД) Маккензи находится в месте деления реки на рукава (Пойнт-Сепарейшн) в ~210 км от моря Бофорта (рис. 1). Наиболее крупные магистральные рукава дельты — Восточный, Средний (делится на рукава Напояк, Рейндер и Кумак) и Западный (в верхней части — рук. Пил) соединены между собой множеством мелких протоков. На территории дельты насчитывается > 45 тысяч озер, преимущественно небольших (средняя площадь поверхности 0,12 км²) и неглубоких (средняя глубина



Рисунок 1. Схема дельты р. Маккензи (пунктирная линия — граница между внутренней и внешней дельтой)

до 4 м). Среднегодовой расход воды (Q_{cp}) Маккензи на г/п Арктик-Ред-Ривер (в ~25 км выше ВД) за 1973-2011 гг. составляет 9260 м³/с (292 км³/год), при этом за 2000-2011 гг. отмечается рост Q_{cp} с интенсивностью до 0,91 % в год (или на 9,1 % за период).

Баланс наносов в дельте Маккензи. Сток взвешенных наносов в ВД Маккензи составляет ~128 млн т/год (средняя s — 370 г/м³), причем 84% приносит Маккензи и 16% р. Пил (Carson et al., 1999). Это самый большой сток наносов в арктических устьях, в 6 раз превышающий сток наносов р. Лены.

Треть наносов (до 46 млн т/год) поступает в Маккензи со стоком притока Лиард (Carson, 1998). Левые притоки, впадающие в Маккензи ниже Лиарда (в т.ч. р. Пил), приносят дополнительно до 50 млн т/год наносов, правые — ~5 млн т/год.

Распределение расходов взвешенных наносов в рукава дельты Маккензи происходит в соответствии с крайне неравномерным распределением расходов воды — на границе верхней и средней частей дельты (линия Инувик — Аклавик) в Среднем рук. сосредоточено до 86% водного стока в ВД, в Западном рук. — 5%, в Восточном — 1,5%. Неувязка суммы долей стока рукавов (92,5%) связана с невозможностью учета перераспределения расходов воды в многочисленные мелкие водотоки дельты, отделяющиеся от главных рукавов выше линии Инувик — Аклавик и впадающие ниже.

По данным (Carson, 1999), из общего стока наносов, поступающего в ВД Маккензи (128 млн т/год), во внутренней дельте (верхняя и средняя части дельты) в среднем оседает ~20 млн т/год (от 10 до 16 млн т на поверхности дельты и до 10 млн т в озерах). Остальные 108 млн т/год выносятся во внешнюю (нижнюю) дельту. При этом основная часть наносов (~90%) переносится Средним рук. Согласно (Pearce, 1994), многочисленные прирусловые косы и побочки во внешней дельте образуются из продуктов размыва берегов, величина которого оценивается в ~49 млн т/год.

Оценка количества наносов, осаждающихся во внешней дельте, основана на экстраполяции эпизодических измерений, результаты которых приведены в (Carson, 1999), и затруднена присутствием в рукавах не только речных, но и морских наносов, приносимых в дельту во время нагонов.

Согласно результатам исследований размыва берегов Среднего рук. и мелких водотоков, размыва старых и образования новых песчаных кос, размыва дна и берегов озер и осадения в них наносов, приведенных в (Carson, 1999), получена осредненная оценка среднемноголетней величины отложения наносов во внешней дельте — 23 млн т/год. Таким образом, из 108 млн т наносов в год, поступающих во внешнюю дельту, 85 млн т/год (~66% наносов в ВД) выносятся в море.

Распространение наносов на устьевом взморье и динамика морского края дельты. Основной вынос наносов на устьевое взморье Маккензи осуществляется системой рук. Средний. В период половодья «факел» мутных речных вод распространяется в море Бофорта до границы нетающих морских льдов, охватывая площадь в несколько тысяч км² (Doxaran et al, 2015). На слабо наклоненном (0,03°), узком и мелководном (<60 м) взморье р. Маккензи (~60 тыс. км²) отлагается ~45 млн т/год наносов (Osborne, 2016). Остальные речные наносы (40 млн т/год) вместе с продуктами размыва берегов (~5-9 млн т/год) (скорость отступления берегов моря Бофорта ~2,1 м/год (Hill, 2001)) и повторно взмученными отложившимися на взморье наносами уносятся вдольбереговым течением, сформированным взаимодействием преобладающих СВ ветров и прибрежных вод моря Бофорта, а потом вдоль границы паковых льдов на запад к желобу Маккензи. Желоб способствует концентрации наносов и препятствует выдвиганию дельты в море, подобно каньону в устье р. Конго (Isupova, Dolgorolova, 2018).

Отложение наносов на устьевом взморье Маккензи, особенно заметное в устьях рукавов системы рук. Средний, способствует формированию подводного конуса выно-

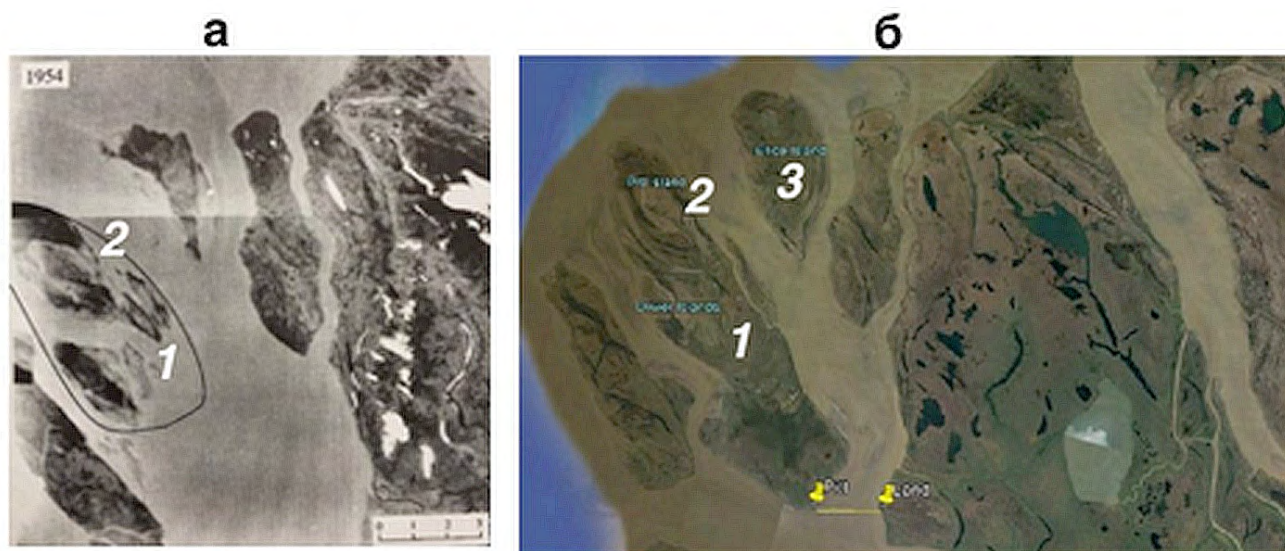


Рисунок 2. Положение островов Оливер (1) в 1954 (а) и 2010 гг. (б) по данным (Jenner, 1989; Google Earth, дата съёмки 21.07.2010). 2 — о. Пит, 3 — о. Элис.

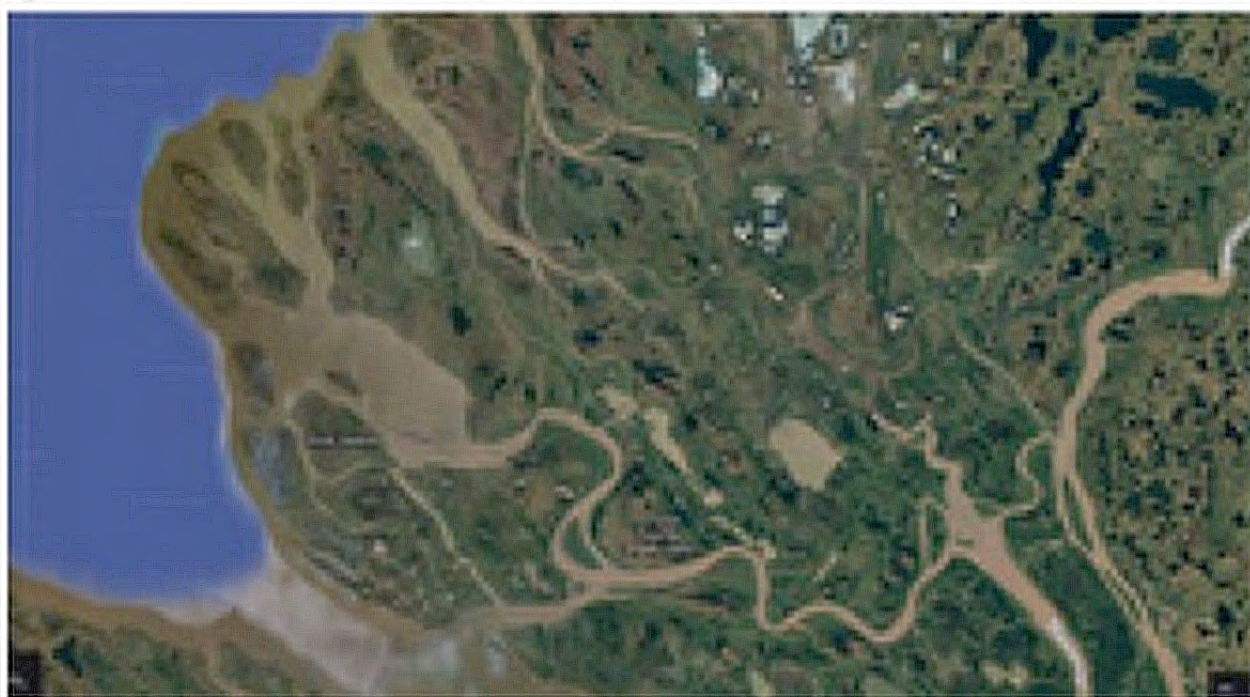


Рисунок 3. Нижняя часть системы рук. Средний по данным Google Earth, дата съёмки 20.03.2020.

са и устьевых баров. Периодически нарастающая надводная часть устьевых баров покрывается растительностью, образуя новые дельтовые острова (например, остро-

ва Оливер). Так, например, о. Пит, сложенный в основном речными наносами и состоящий в середине XX в. из двух островов, к 1973 г. стал единым островом в результате

перекрытия наносами верховьев протоки, разделявшей острова (Jenner, 1989) (рис. 2).

Рост площади островов происходит со стороны суши: бывшие подводные бары выходят на поверхность, покрываются растительностью и становятся ловушкой для новых наносов. Расстояние между юго-восточной оконечностью о. Пит и сушей в 1954-1985 гг. сократилось в 6 раз. На снимке Google Earth летом 2010 г. (рис. 2б) о. Пит единый, а расстояние между островом и сушей составляет ~2 км с зарождающимся островом в середине протоки. Современное положение островов отражено на рис. 3.

В устье рук. Восточный, в который в результате перераспределения стока в нижней дельте поступает всего ~9% стока воды (и соответственно стока наносов) Маккензи в ВД, формируется внутренняя дельта выполнения в зал. Кугмаллит (Hill, 2001). Этому способствуют волнение (высота штормовых волн достигает 3 м) и морские нагоны во время открытой воды, усиливающие размыв берегов, сложенных мерзлыми грунтами, а также взмучивание отложившихся наносов и их дальнейшее переотложение.

Выводы. Почти 30% всех наносов, поступающих в вершину дельты Маккензи, оседает на поверхности дельты, в ее рукавах и озерах. На морском крае дельты у устьев главных рукавов Напоак, Рейндер и Кумак формируются устьевые бары (как и в устьях Лены, Яны, Индигирки), часть которых преобразовывается в группы островов. Отложение наносов происходит и на поверхности подводной дельты (конуса выноса) на глубинах 2-5 м (мелководный шельф), способствуя выдвиганию морского края дельты в море. В зал. Кугмаллит формируется локальная дельта выполнения рук. Восточного, образованию которой способ-

ствует переотложение мелкодисперсных наносов во время подъема уровня воды при морских нагонах. Такое же переотложение наносов наблюдается и в рук. Рейндер, где косы, сформированные из морских наносов, обнаруживаются в 12 км от устьевого створа рукава. Половина наносов, поступающих к морскому краю дельты, уносится северо-восточным течением и оседает на внешнем шельфе и в желобе Маккензи. Размыв и отступление берегов дельты, и повышение относительного уровня моря определяет трансгрессивный характер морфологических процессов в дельте Маккензи.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания №0147-2019-0001, регистрация АААА-А18-118022090056-0.

Литература

Коротаев, В.Н. Голоценовая история речных дельт арктического побережья Сибири // География и природные ресурсы. – 2011. – №3. – С. 13-20.

Михайлов, В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек – М.: ГЕОС, 1997. – 176 с. (а).

Михайлов, В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее – М.: ГЕОС, 1997. – 413 с. (б).

Carson, M.A., Conly, F.M., Jasper, J.N. Riverine sediment balance of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada // Hydrol. Process. – 1999. – V. 13. – P. 2499-2518.

Carson, M.A., Jasper, J.N., Conly, F.M. Magnitude and sources of sediment input to the Mackenzie Delta, Northwest Territories, 1974-94 // Arctic. – 1998. – V. 51. – P. 116-124.

Doxaran, D., Devred, E., Babin, M. 50 % increase in the mass of terrestrial particles delivered by the Mackenzie River into the Beaufort Sea (Canadian Arctic Ocean) over the last 10 years // Biogeosciences. – 2015. – 12. –

P. 3551-3565.

Hill, P.R., Lewis, C.P., Desmarais, S. et al. The Mackenzie Delta: sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta. // *Sedimentology*. – 2001. – V. 48. – P. 1047-1078.

Isupova, M.V., Dolgoplova, E.N. Impact of Submarine Canyons on Hydrologic-Morphologic Processes in a River Mouth Area: Estuaries of the Rivers Congo and Saint Lawrence // “Horizons in Earth Science Research”. – V. 18. – New York. Nova Science Publishers, 2018. – P. 1-53 (p. 248).

Jenner, K.A., Hill, P.R. Sediment transport at the Mackenzie delta — Beaufort Sea

interface / Proceedings of the Workshop on the Mackenzie Delta. – Saskatchewan. Canada, 1989. – P. 39-51.

Osborne, P.D., Forest, A. Sediment Dynamics from Coast to Slope — Southern Canadian Beaufort Sea // *J. of Coastal Research*. – 2016. – 75. – P. 537-541.

Pearce, C.M. Overbank sedimentation patterns on the Mackenzie Delta NWT: Vol. 2 (1993±1994). / Inland Waters Directorate, Environment Canada: Yellowknife. IWD-NOGAP 1994. Project C.11.4.

Water Survey of Canada (HYDAT) database. URL: <https://wateroffice.ec.gc.ca>.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ КРУПНЫХ РЕК АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Коротаев В.Н.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
vlaskor@mail.ru*

Аннотация. Многолетние экспедиционные исследования Географического факультета МГУ в устьевых областях крупных рек арктического побережья Сибири (1969-1996 гг.) и совместные работы МГУ и Института океанологии РАН в устьях рек европейского севера России (2013-2015 гг.) позволили изучить геоморфологическое строение, русловую морфодинамику, гидрологический режим речных дельт, разработать их морфогенетическую классификацию и оценить интенсивность процессов дельтообразования. На основании анализа геолого-геоморфологических данных удалось установить, что современные осадочные и геоморфологические устьевые системы, обширные пространства низменных субэвраль-ных аллювиально-дельтовых равнин и сложная гидрографическая сеть дельтовых водотоков сложилась на арктическом побережье России в заключительную фазу стабилизации послеледниковой трансгрессии океана, когда реки получили возможность активно аккумулировать свои отложения в устьях рек. За последние 5-7 тыс. лет одни реки успели создать разветвленную гидрографическую сеть, заполнить долинные заливы и выдвинуться в открытое море на 150-200 км. Другие реки только начинают формировать наземные дельты и русловую сеть. Во время эволюционного развития устьевых геоморфологических и осадочных систем происходит закономерное усложнение геоморфологического облика дельт от простого аллювиального выступа до многорукавной полигенетической аллювиально-дельтовой равнины и осуществляется потенциальная возможность преобразования дельт выполнения в одну из разновидностей дельт выдвигания на открытом взморье. Разнообразие структурно-геологиче-

ского строения шельфа, особенности колебаний уровня окраинных морей Полярного бассейна и пространственно-временная изменчивость эрозионно-аккумулятивной способности рек предопределило многообразие морфогенетических типов устьевых систем арктического побережья России. Наиболее распространены здесь эстуарно-дельтовые, лиманно-дельтовые и лагунно-дельтовые системы выполнения заливов (Сев. Двина, Печора, Обь, Енисей, Хатанга, Анабар, Яна, Индигирка, Колыма и др.). Реки Оленёк и Лена формируют дельты выдвигания на открытом устьевом взморье. В устьях большинства малых рек на побережье европейского севера России образованы приливные эстуарии, а на выровненных аккумулятивных побережьях севера Сибири и Чукотки — блокированные устья и лагунно-дельтовые системы.

Ключевые слова: устье, дельта, долинный залив, лагуна, дельтовая система, эстуарно-дельтовая система, лагунно-дельтовая система, дельтообразование, геоморфология

Речные дельты и дельтовые берега занимают незначительную часть общей протяженности побережий Мирового океана. Однако, их хозяйственная ценность общеизвестна. Практика отечественного и зарубежного регулирования морских устьев рек показывает, что рациональное решение транспортных и водохозяйственных проблем в устьях рек тесно связано со степенью их изученности.

Арктическое побережье России располагается севернее Полярного круга от Кольского полуострова до Берингова пролива на расстоянии 22,6 тыс. км и омывается окраинными морями бассейна Северного Ледовитого океана — Баренцевым, Белым, Карским, Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским. На арктическом побережье России располагаются устья 18 крупных рек (Онега, Северная Двина, Мезень-Кулой, Печора, Обь, Таз-Пур, Енисей, Пясины, Хатанга, Анабар, Оленек, Лена, Яна, Индигирка, Колыма) и множества малых рек (например, Надым, Гыда, Верх. Таймыра, Омолуй, Раучуа, Чаун-Паляваам, Амгуэма, Пегтымель, Ионивеем и др.). Наблюдаемые в настоящее время устьевые осадочные и геоморфологические системы крупных рек, включающие обширные пространства низменных субаэральных аллювиально-дельтовых рав-

нин со сложной гидрографической сетью и мелководные акватории субаквальных аванделть, сложились на арктическом побережье России за последние 5-7 тыс. лет, в заключительную фазу послеледниковой (фландрской) трансгрессии Мирового океана (Каплин, Селиванов, 1999). За это время в устьях крупных рек была накоплена толща аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских отложений и сформирован специфический рельеф приустьевых субаэральных речных дельт, которые имеют четкие геоморфологические границы и определенное место среди прибрежных фаций в контактной зоне континентального и шельфового седиментогенеза.

Верхней границей устьевых геоморфологических систем на побережьях окраинных арктических морей следует считать вершины среднеголоценовых долинных заливов (эстуария, лимана, лагуны), образованных во время ингрессии морских вод в устья рек. Нижней границей устьевых голоценовых систем является подводное окончание современного устьевого конуса выноса (авандельты), совпадающее с морским склоном устьевого бара или зоны морского барообразования. В пределах устьевой осадочной и геоморфологической системы выделяются древний (придельтовый)

и современный (дельтовый) районы. Последний подразделяется на участки: 1) собственно дельтовый (субаэральный) с общей узловой точкой для водотоков — вершиной дельты и 2) авандельтовый (субаквальный) с устьевыми и морскими береговыми барами. В процессе формирования устьевой системы происходило постепенное смещение вниз по течению вершины дельты и формирование областей древнедельтового и современнодельтового рельефа (Коротаев, 1991, 2008, 2012).

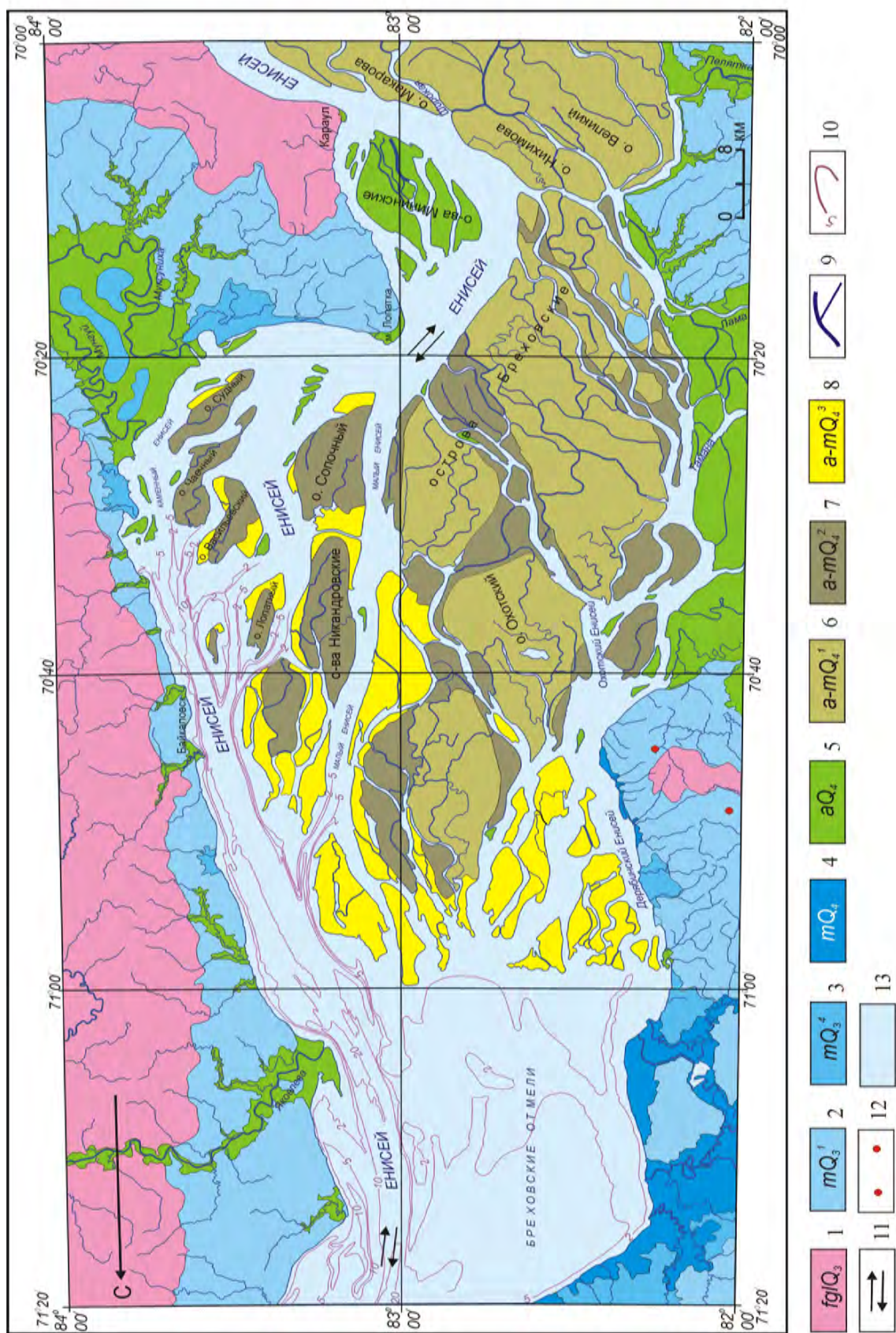
Разнообразие структурно-геологического строения шельфа, особенности колебаний уровня окраинных морей Полярного бассейна и пространственно-временная изменчивость эрозионно-аккумулятивной способности рек предопределило многообразие морфогенетических типов устьевых систем арктического побережья России. Наиболее распространены здесь эстуарно-дельтовые, лиманно-дельтовые и лагунно-дельтовые системы выполнения заливов (Сев. Двина, Печора, Обь, Енисей, Хатанга, Анабар, Яна, Индигирка, Колыма и др.). Реки Оленёк и Лена формируют дельты выдвигания на открытом устьевом взморье. В устьях большинства малых рек на побережье европейского севера России образованы приливные эстуарии, а на выровненных аккумулятивных побережьях севера Сибири и Чукотки — блокированные устья и лагунно-дельтовые системы.

Дельты выдвигания обычно представлены многорукавным конусом выноса с округлым или лопастным морским краем, окаймленным береговыми барами вне действия магистральных дельтовых рукавов, с правильным или асимметричным веером извилистых рукавов, расходящихся от общей узловой точки — вершины дельты. В дель-

тах выполнения устьевых лагун большая часть их территории сложена консолидированной старой дельтовой поймой, в которую врезаны современные пояса меандрирования нескольких (2-3) дельтовых рукавов, формирующих устьевые бары и новые дельтовые разветвления на открытом взморье.

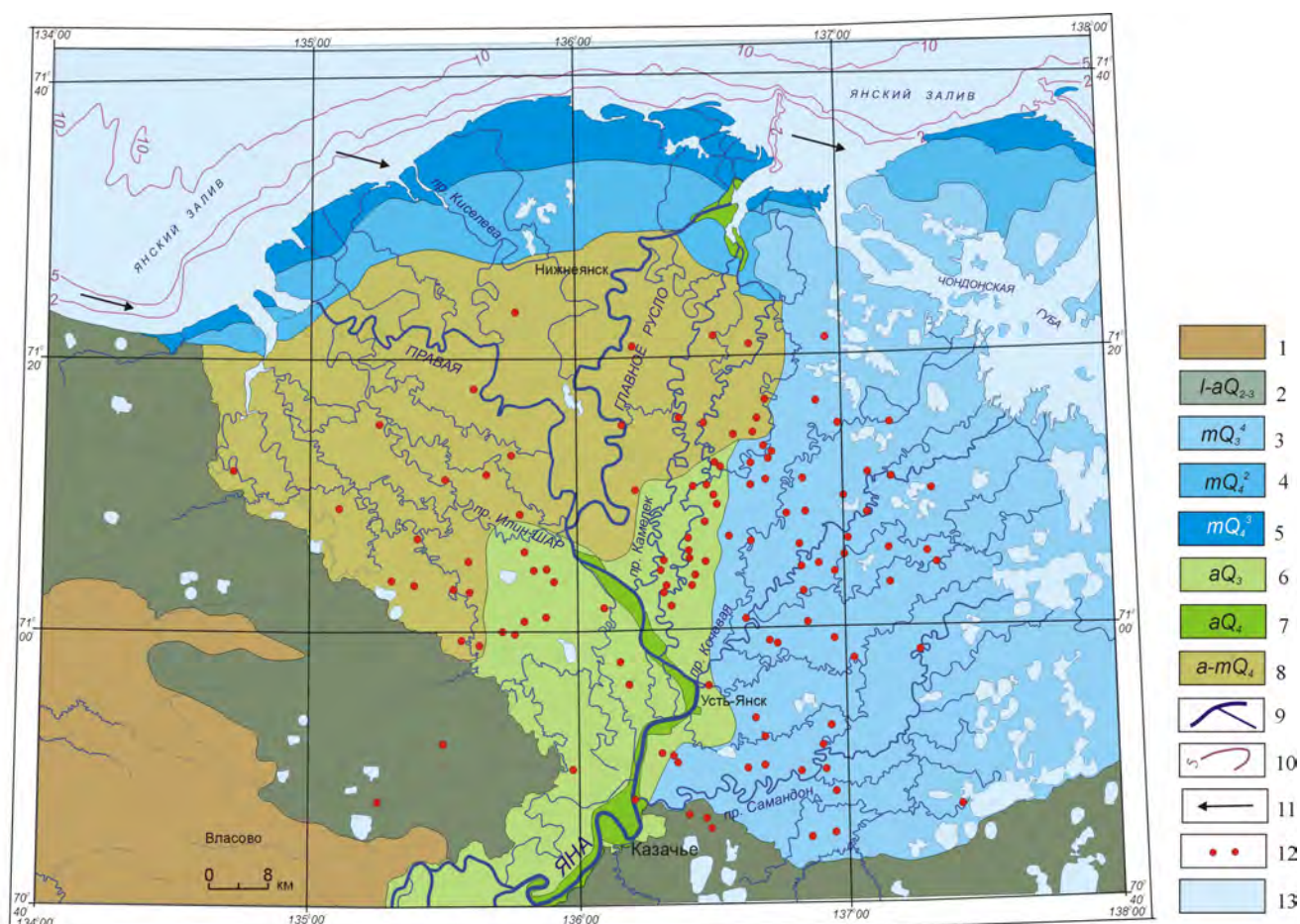
В эстуарно-дельтовых системах, развивавшихся в течение голоцена по типу выполнения долинных заливов, процессы дельтообразования во многом зависят от речного стока воды и наносов, который в устьях рек арктического побережья России, впадающих в ингрессионные заливы типа губ (Печорская, Обская, Тазовская, Енисейская, Хатангская и Анабарская), колеблется от 0,7 до 5,0 млн т при водном стоке от 30 до 600 км³. Заполнение заливов происходит неравномерно и поэтапно. Например, в устье Енисея, где мутность воды не превышала 20 г/м³, за последние 7 тыс. лет была сформирована многорукавная дельта выполнения залива общей площадью 7,4 тыс. км² (рис. 1). В Обской губе примерно за последние 4-5 тыс. лет образовалась дельта площадью 7,8 тыс. км² (мутность воды в вершине дельты 40 г/м³), а в Хатангском и Анабарском заливах, где сток наносов колеблется от 0,4 до 1,4 млн т, площадь дельтовых накоплений не превышает 0,4-0,6 тыс. км². Исключением из этого ряда является р. Колыма, имеющая значительную мутность воды (около 150 г/м³), которая к настоящему времени заполнила наносами свой долинный залив и формирует устьевой бар на открытом взморье.

В лагунно-дельтовых системах (Северная Двина, Яна, Индигирка) выполнение лагун речными отложениями, смыкание наземных дельт с морской барьерной террасой и выход устьевых баров на открытое взмо-



1 - эрозионно-аккумулятивный рельеф холмистых моренных равнин валдайского оледенения (до 200 м), 2 - морская казанцевская терраса, 3 - морская каргинская терраса, 4 - морская современная терраса, 5 - пойменно-русловой рельеф речных долин, 6 - дельта старая, 7 - дельта зрелая, 8 - дельта молодая, 9 - гидрографическая сеть, 10 - изобаты (м), 11 - направление приливо-отливных течений, 12 - булуны, 13 - водные объекты

Рисунок 1. Геоморфологическая карта эстуарно-дельтовой системы р. Енисей



1 - эрозионно-денудационный рельеф низкогорий (до 500 м), 2 - озерно-аллювиальная равнина (едома), 3 - морская каргинская терраса (15-25 м), 4 - морская голоценовая терраса, 5 - морская современная терраса, 6 - сартанский аллювиальный конус выноса, 7 - пойменно-русловой рельеф речных долин, 8 - голоценовая дельтовая пойма, 9 - гидрографическая сеть, 10 - изобаты (м), 11 - направление потоков береговых наносов, 12 - булгуньяхи, 13 - водные объекты

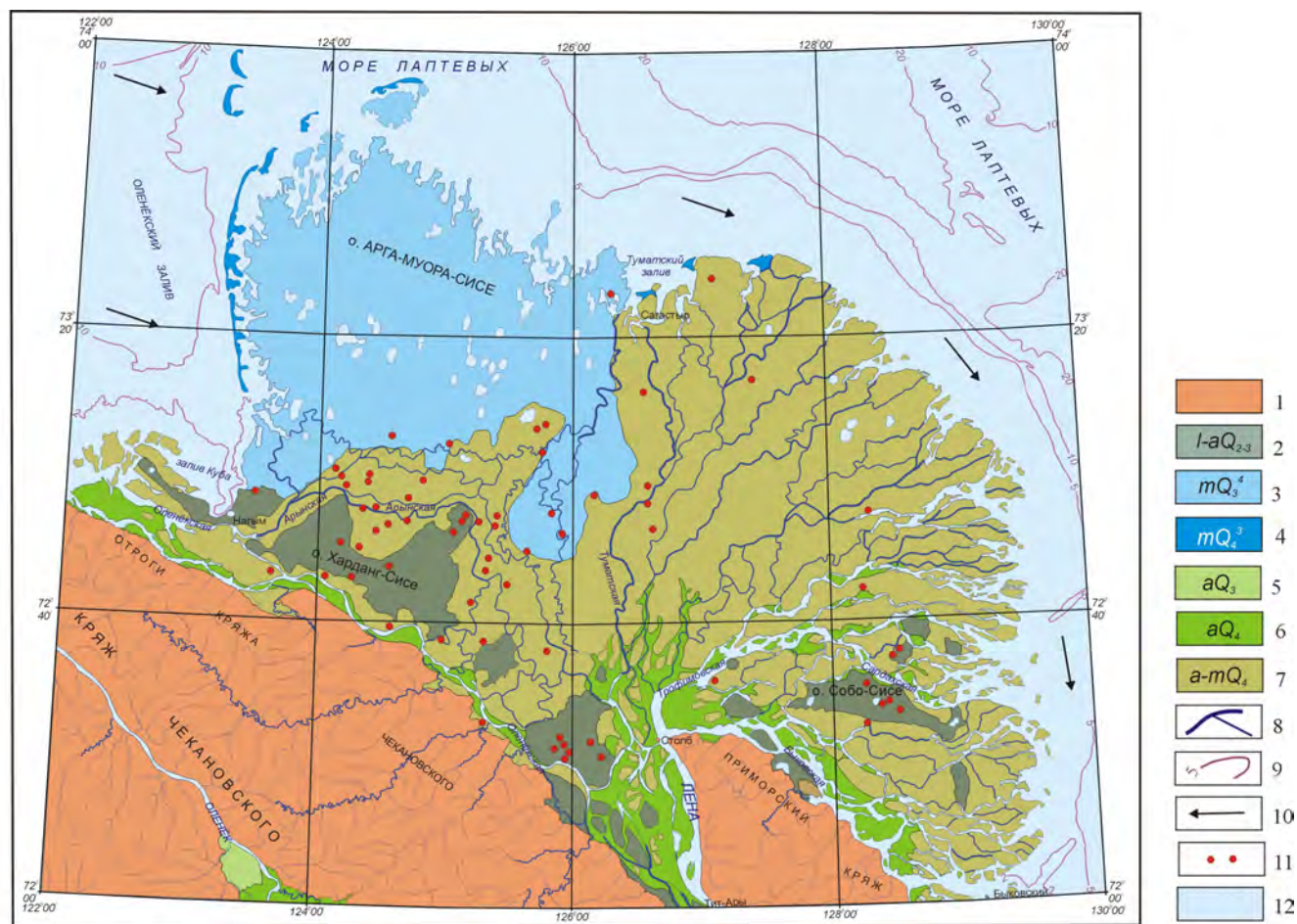
Рисунок 2. Геоморфологическая карта лагуно-дельтовой системы р. Яны

рье завершилось 1,5 тыс. лет назад. Скорость заполнения устьевой лагуны зависит от величины стока наносов, который колебался от 3 до 12 млн т, и от размеров отчлененной лагуны. После заполнения устьевой лагуны и выходу магистральных дельтовых рукавов на открытое взморье в их устьях образуются устьевые бары (рис. 2). При повышенной мутности воды (200-700 г/м³) в устьях магистральных дельтовых рукавов формируются региональные субдельты (Индигирка).

Размеры дельтовых систем (Оленек, Лена), развивавшихся под сильным влия-

нием морских факторов с момента появления субэкральных аллювиально-дельтовых образований, в значительной степени зависят от величины речного стока наносов и топографии устьевоего взморья. На отмеле устьевом взморье при стоке наносов от 13 до 21 млн т были сформированы дельты общей площадью от 12 до 20 тыс. км² (рис. 3). На приглубых берегах, где развиты вдольбереговые потоки наносов большой емкости, площади дельтовых накоплений не превышают 1-6 тыс. км².

Многолетние экспедиционные исследования Географического факультета МГУ



1 - структурно-денудационный рельеф низогорий (до 500 м), 2 - озерно-аллювиальная равнина (едома), 3 - морская каргинская терраса (15-25 м), 4 - морская современная терраса, 5 - I-ая надпойменная терраса, 6 - пойменно-русловой рельеф речных долин, 7 - голоценовая дельтовая пойма, 8 - гидрографическая сеть, 9 - изобаты (м), 10 - направление потоков береговых наносов, 11 - булгуниахи, 12 - водные объекты

Рисунок 3. Геоморфологическая карта дельтовой системы Лены

в устьевых областях крупных рек арктического побережья Сибири (1969-1996 гг.) и совместные работы МГУ и Института океанологии РАН в устьях рек европейского севера России (2013-2015 гг.) показали, что формирование речных дельт происходит крайне медленно. За последние 7-5 тыс. лет только такие многоводные реки как Обь, Енисей, Лена, Яна, Индигирка и Колыма смогли образовать устьевые аллювиально-дельтовые конусы выноса площадью от 2 до 25 тыс. км². Прирост морского края речных дельт составлял не более 0,02 км²/год, а скорость устьевого удлинения не превы-

шала 10-30 м/год, несмотря на то, что сток наносов в вершинах этих дельт колебался от 5 до 22 млн т при водном стоке от 35 до 600 км³. На акватории устьевых взморий рек севера Сибири за последние 100 лет не отмечено появление новых дельтовых островов. Морской склон большинства устьевых баров на протяжении последних 60 лет находится практически в стабильном состоянии, несколько выдвигаясь в море или отступая в сторону берега в зависимости от изменчивости речного стока.

Регулирование речного стока водохранилищами или переброска части стока в

другие бассейны приводит к изменению процессов дельтообразования. Так, создание крупных водохранилищ в верхней части бассейна р. Енисей уменьшило величину годового стока наносов реки с 14, 0 до 4,1 млн т (г.п. Игарка), что при значительном водном стоке (около 600 км³ в вершине дельты) увеличило транспортирующую способность некоторых дельтовых водотоков и замедлило процессы накопления речных наносов в пределах наземной дельты.

Продолжающееся глобальное потепление климата и медленный подъем уровня Мирового океана приведет к замедлению процессов современного дельтообразования, увеличению дальности проникновения морских вод в устья рек, подтоплению приморской зоны на расстоянии 15-30 км и активизации процессов абразии. Учитывая ландшафтно-климатические и геокриологические особенности побережий российской Арктики, можно ожидать, что протаивание и деградация многолетнемерзлых пород и жильных льдов на акватории авандельты и в приморской зоне ал-

лювиально-дельтовых равнин стимулирует разрушение дельтовых берегов.

Работа выполнена по плану НИР научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Макавеева Географического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова

Литература

Каплин, П.А., Селиванов, А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее – М.: ГЕОС, 1999. – 299 с.

Коротаев, В.Н. Геоморфология речных дельт – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1991. – 224 с.

Коротаев, В.Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. – 2008. – №3. – С. 55-65.

Коротаев, В.Н. Седиментационные устьевые системы // Геоморфология. – 2012. – №4. – С. 12-22.

Коротаев, В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем – М.: Географический ф-т МГУ, 2012. – 540 с.

РЕЛЬЕФ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ ЮГА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Кохан А.В.¹, Дубинин Е.П.²

¹ООО Сварог, Москва, Россия, kkkkk1987@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, edubin08@rambler.ru

Аннотация. В работе рассмотрено строение рельефа рифтовых зон Юго-Западного (ЮЗИХ) и Юго-Восточного Индийского (ЮВИХ) спрединговых хребтов. Эти хребты обладают ультрамедленными (ЮЗИХ) и средними (ЮВИХ) значениями скоростей спрединга. Они протягиваются единой системой рифтовых зон от 0 до 135° в.д. в южной части Индийского океана и вдоль их простирания неоднократно изменяется температура подстилающей мантии, как с относительным ее понижением («холодные» точки), так и с повышением («горячие» точки). Целью настоящей работы является анализ изменений рельефа дна рифтовых зон хребтов с учетом значительных различий скорости спрединга и температуры подстилающей мантии. Исследование основывается на детальном батиметрических данных, входящих в модель

GMRT (Ryan et al., 2009), а также опубликованных геолого-геофизических данных о глубинном строении рифтовых зон хребтов. Для выявления особенностей строения рельефа рифтовых зон был выполнен морфометрический анализ вдольосевых и поперечных профилей и составлены морфоструктурные схемы. По результатам проделанной работы выявлены три типа сегментации, связанные с «горячими» и «холодными» термическими аномалиями и с участками между ними, где происходит либо уменьшение, либо возрастание температуры подстилающей мантии. При этом основные черты строения сходны для участков вне зависимости от сильно различающейся скорости спрединга. Для участков в зонах влияния «горячих» точек это высокая доля вулканогенной компоненты в акреции, минимальные глубины рифтовой оси, небольшая глубина рифтовой долины или наличие редуцированных поднятий, небольшие размеры аккреционных структур на флангах рифтовой зоны, высокая мощность коры и низкая мощность литосферы. При движении по направлению к «холодным» точкам эти характеристики постепенно меняются на противоположные.

Ключевые слова: рельеф дна, зоны спрединга, спрединг, Юго-Западный Индийский хребет, Юго-Восточный Индийский хребет

Введение. Установление механизмов влияния термических аномалий на рельеф дна рифтовых зон спрединговых хребтов является актуальной научной проблемой. Термические аномалии могут быть представлены районами с относительно повышенной температурой мантии, связанными с воздействием мантийных плюмов и горячих точек, так и районами с относительно пониженной температурой мантии. В целом к настоящему времени установлено, что горячие точки активно влияют на механизм акреции коры в рифтовой зоне спредингового хребта. В зависимости от интенсивности, длительности воздействия и близости к горячей точки эти особенности проявляются различным образом, но в целом, их влияние проявляется в повышенной интенсивности магмоснабжения и вулканизма, увеличении толщины коры, сокращением мощности литосферы и ряде других признаков. Такое воздействие приводит к изменению реологии океанической коры, механизмов разломообразования и как следствие, изменению рельефа рифтовой зоны в целом, при этом он приобретает все

более «быстро» спрединговые черты при относительно меньших скоростях спрединга. Не менее важным является более слабо изученный вопрос влияния «холодных» термических аномалий на рельеф рифтовой зоны. Но в целом, по-видимому, изменения носят обратный характер с приобретением аномальных «медленно» спрединговых черт (Carbotte et al., 2015).

Спрединговые хребты южной части Индийского океана представляют собой пример хребтов, вдоль простирания которых неоднократно сменяют друг друга различные термические аномалии. ЮЗИХ протягивается с юго-запада на северо-восток на 7 700 км от тройного соединения (ТС) Буве (0°40' в.д.) до ТС Родригес (70° в.д.) (рис. 1). Хребет классифицируется как ультрамедленный, скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1,6 до 1,27 см/год (Sauter, Cannat, 2010). ЮВИХ протягивается в субширотном направлении далее к востоку до ТС Маккуори (162° в.д.) примерно на 8000 км. Для хребта характерны практически постоянные скорости спрединга порядка 6,5-7 см/год (Sempere

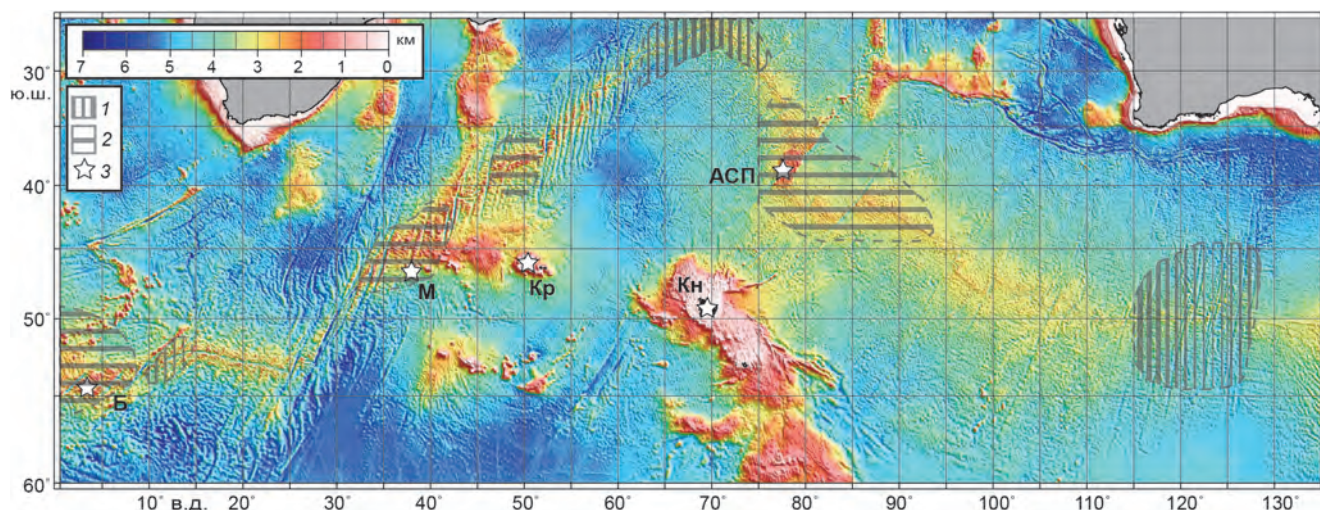


Рисунок 1. Рельеф дна по данным модели GEBCO_14 (Weatheral et al., 2014) 1 — «холодные», 2 — «горячие» термические аномалии, 3 — центры горячих точек. Б — Буве, М — Марион, Кр — Крозе, Кн — Кергелен, АСП — Амстердам-Сент-Поль

et al., 1997). Вдоль спрединговых хребтов располагаются горячие точки Буве, Марион, Крозе (ЮЗИХ), Амстердам-Сент-Поль (ЮВИХ). Зоны с пониженной температурой мантии приурочены к Австрало-Антарктическому дискорданту на ЮВИХ (120°–130° в.д.) (Christie et al., 1998) и к участкам 10–16° и 60–70° в.д. (Sauter, Cannat, 2010).

Материалы и методы. Рифтовая зона и фланговые поднятия рассматриваемых хребтов на основной части своей длины покрыты детальными батиметрическими данными, полученными в различные годы. Работы на ЮВИХ выполнялись в 90-е годы (Cochran et al., 1997, Sempere et al., 1997, Christie et al., 1998), на ЮЗИХ — в 2000-е (Sauter, Cannat, 2010). Наряду с детальной батиметрической съемкой выполнялись гравиметрические, магнитометрические, микросейсмические и сейсмические работы. Обзор изученности восточной части ЮЗИХ и ЮВИХ приведен в работах (Дубинин и др., 2017, Кохан и др., 2019). Батиметрические данные были включены в глобальную компиляцию Global Multi Resolution Topography Synthesis (Ryan et al., 2009) и доступны для использования

в разрешении 150x150 м. Анализ этих данных включал построение батиметрических карт, выявление морфоструктур рифтовой зоны — трансформных разломов, нетрансформных смещений, осевых вулканических хребтов, днища и бортов рифтовой долины, границ осевых поднятий, коровых комплексов, а также анализ их морфометрических характеристик с использованием наборов профилей проходящих вдоль и вкост рифтовой долины. В качестве индикаторов глубинных свойств литосферы использовались данные о мантийных аномалиях Буге, аномалиях Фая и содержании Na в драгированных базальтах (см. ссылки в работах Дубинин и др., 2017, Кохан и др., 2019).

Результаты. На рассматриваемых хребтах выделяется по 6 морфологических провинций, обозначенных на рисунке ниже буквами от А до Е (рис. 2). Особенности сегментации рифтовой зоны, строения рельефа дна и характера акреции коры позволяют разделить эти провинции на 3 типа морфоструктурной сегментации, обозначенных как тип 1–3. В силу существенных разли-

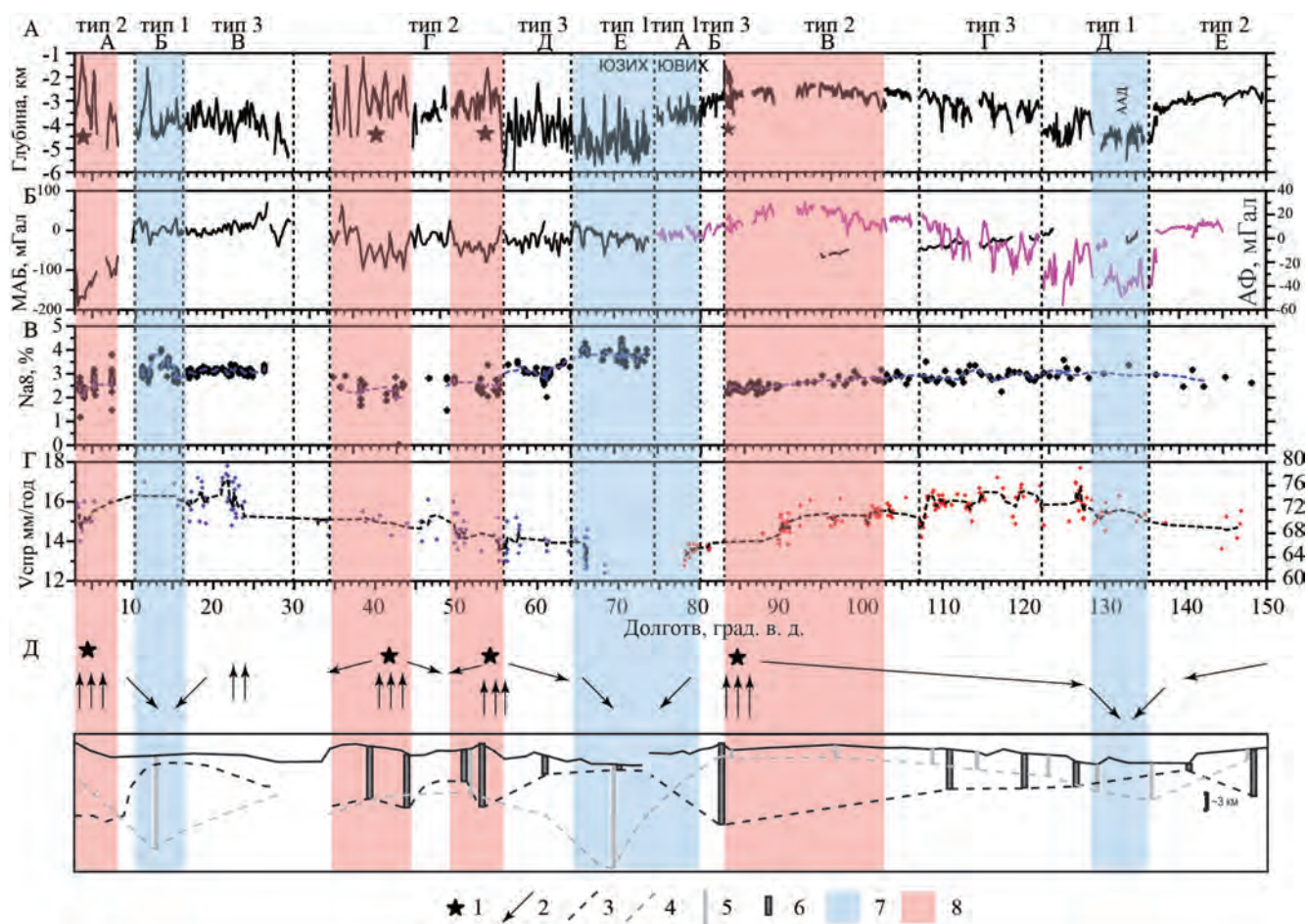


Рисунок 2. Изменение рельефа дна и геолого-геофизических характеристик вдоль рифтовой зоны ЮЗИХ и ЮВИХ. А — рельеф дна, Б — мантийная аномалия Буге и аномалия Фая, В — содержание Na в базальтах, Г — скорость спрединга, Д — направление потоков мантийного вещества и схематичный разрез литосферы. 1 — центры горячих точек, 2 — направление потоков мантийного вещества, 3 — подошва океанической коры, 4 — граница хрупко-пластичного перехода, 5 — мощность хрупкого слоя по данным численного моделирования и микросейсмических исследований, 6 — мощность коры по данным сейсмических работ, 7 — «холодные», 8 — «горячие» термические аномалии. Ссылки на представленные данные см. в работах Дубинин и др., 2017, Кохан и др., 2019.

чий в скорости спрединга эти типы обладают различными морфометрическими и морфоструктурными характеристиками, но в целом характеризуются общими закономерностями акреции обусловленными воздействием различных термических аномалий.

Тип 1. На ЮЗИХ это участки с аномально косым спредингом, в их пределах угол между простиранием рифтовой зоны и на-

правлением растяжения может достигать на отдельных участках 45. Сегментация сформирована уникальным набором морфоструктур, включающим косые амагматические сегменты с амплитудой смещения оси до 150-200 км и магматические сегменты, представленные крупнейшими в системе срединно-океанических хребтов вулканическими постройками высотой до 3-3,5 км.

Трансформные разломы отсутствуют, редко наблюдаются в крупные нетрансформные смещения. Глубины рифтовой оси достигают 5-5,5 км, что свойственно в типичных медленно-спрединговых условиях впадинам трансформных разломов. Рифтовые долины глубокие (до 3-3,5 км), шириной по бровкам до 40-50 км и с пологими бортами. В створах амагматических сегментов на флангах рифтовой зоны располагаются системы так называемых валообразных поднятий высотой до 2-3 км и шириной до 20-25 км. Эти поднятия представляют собой линейные блоки серпентизированных перидотитов, чья аккреция идет вдоль пологих разломов-детачментов. Широко развиты коровые комплексы. Типичные для медленного спрединга асимметричные блоковые поднятия приурочены в основном к участкам магматических сегментов. Сейсмические работы и микросейсмические исследования показали наличие максимально мощного хрупкого слоя под амагматическими сегментами мощностью до 17 км, при этом толщина коры значительно варьирует, от менее 2-3 км на амагматических сегментах до 7-8 км под магматическими сегментами.

На ЮВИХ это участки с высокой нестабильностью оси, смещенной как трансформными, так и нетрансформными смещениями различной амплитуды. В среднем относительная глубина рифтовых долин составляет 1,5-2,5 км, а максимальные абсолютные глубины достигают 4,5-5 км. Осевые вулканические хребты достигают высоты в 2,5-3 км. На флангах широко развиты два типа структур — коровые комплексы и погребенные под маломощными базальтовыми покровами коровые комплексы, типичные асимметричные поднятия развиты слабо. Мощность коры по данным

сейсмических исследований здесь минимальна и составляет 2,5-3 км. Для участка этого типа характерны минимальные значения аномалии Фая и максимальное содержание Na в базальтах.

Тип 2. На участках ЮЗИХ этого типа сегментация сформирована небольшими нетрансформными смещениями и трансформными смещениями. Глубины рифтовой зоны минимальны для хребта и достигают 1-2 км. Рифтовые долины в значительной степени редуцированы и на отдельных участках их глубина достигает 0,5-1 км. На участке сегмента вблизи 52° в.д. по данным сейсмических работ было предположительно зафиксирована коровая магматическая камера. Мощность коры на этом участке аномальна для ультрамедленного спрединга и достигает 10-12 км. Рельеф флангов рифтовой зоны сформирован типичными асимметричными блоковыми поднятиями, на флангах широко развиты вулканогенные формы рельефа — вулканические постройки и лавовые поля с бугристым микрорельефом. Для участка этого типа характерны минимальные значения аномалии Буге и содержание Na в базальтах.

На участках ЮВИХ этого типа сегментация формирования перекрытиями центров спрединга и трансформными смещениями. Глубины рифтовой зоны минимальны для хребта и достигают 2-3 км. Рифтовые долины на участках этого типа не наблюдаются, повсеместно представлены осевые поднятия высотой до 0,8 м. В рельефе дна полностью преобладают вулканогенные формы рельефа — асимметричные блоковые поднятия, вулканические постройки и лавовые поля с бугристым микрорельефом. По данным сейсмических работ в восточной части участка зафиксирована коровая

магматическая камера. Для участка этого типа характерны минимальные значения аномалии Фая и максимальное содержание Na в базальтах.

Тип 3. Участки этого типа сочетают особенности строения, характерные для типов 1 и 2, но в более редуцированной форме. Распределение морфологических черт обусловлено различиями в геодинамической обстановке развития каждого сегмента: наличия и глубины осевой магматической камеры, возраста начала спрединга, его кинематики, особенностей эволюции (например, длительного стационарного развития короткого спредингового сегмента между двумя крупными трансформными разломами). На ЮВИХ участки типа 3 обладают переходной морфологией, когда каждый сегмент сочетает в себе осевые поднятия и рифтовые долины с плавным переходом одной макроформы в другую. На ЮЗИХ для участков типа 3 характерны как участки с типичной сегментацией трансформными разломами, так и участки с редуцированными амагматическими и магматическими сегментами.

Выводы. По результатам проведенного анализа были выявлены особенности осевой и внеосевой морфологии, характерные типы морфоструктурной сегментации рифтовых зон ЮЗИХ и ЮВИХ. В условиях значительно отличающихся скоростей спрединга (1,27-1,6 см/год на ЮЗИХ и 6,5-7 см/год на ЮВИХ) наблюдается принципиальное сходство строения рифтовых зон, обусловленное воздействием термических аномалий. Вблизи «горячих» аномалий интенсивность магматизма максимальна из-за обильного поступления расплава из мантии в рифтовую зону, в строении рифтовой зоны преобладают вулканогенные структуры. При удалении от нее вдольосевые мантийные по-

токи заглубляются и объемы поступления расплава сокращаются (рис. 2Д). Соответственно увеличивается мощность хрупкого слоя, сокращается мощность коры. В результате в строении рифтовой зоны вблизи «холодных» преобладают тектоногенные структуры.

Изменения в строении переходных участков между двумя типами термических аномалий связаны с возрастанием роли «горячей» или «холодной» аномалии и соответствующем понижении/повышении степени прогрева мантии. При этом интенсивность проявления особенностей, связанных с «горячей» аномалией выше на ЮВИХ, где скорость спрединга выше и где широко проявляются структуры характерные для быстрого спрединга, а с «холодной» аномалией — на ЮЗИХ, где наблюдаются уникальные амагматические сегменты и протяженные участки, на которых отсутствуют трансформные разломы.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

Литература

Дубинин, Е.П., Галушкин, Ю.И., Грохольский, А.Л., Кохан, А.В., Сущевская, Н.М. «Горячие» и «холодные» зоны Юго-восточного Индийского хребта и их влияние на особенности строения и магматизма (численное и физическое моделирование) // Геотектоника. – 2017. – №3. – С. 3-27. DOI: 10.7868/S0016853X17030043.

Кохан, А.В., Дубинин, Е.П., Сущевская, Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. – 2019. – №4. – С. 3-24. DOI: 10.31857/S0016-853X201933-24.

Carbotte, S., Smith, D., Cannat, M.,

Klein, E. Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a synthesis of observations. Magmatic Rifting and Active Volcanism – Geological Society. London. Special Publications. – 420. – 2015. URL: <http://dx.doi.org/10.1144/SP420.5>.

Christie, D., West, B., Pyle, D., Hannan, B. Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance // Nature. – 1998. – V. 394. – P. 637-644

Cochran, J.R., Sempéré, J.-C., SEIR scientific team The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Gravity anomalies and crustal accretion at intermediate spreading rates // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102. –

P. 15 463-15 487.

Sauter, D., Cannat, M. The ultraslow spreading Southwest Indian ridge. In : Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges / Geophysical Monograph Series 188. 2010. – AGU. – P. 153-173.

Ryan, W., Carbotte, S., Coplan J. et al. Global Multi-Resolution Topography synthesis // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2009. – V. 10. – Q03014. DOI: 10.1029/2008GC002332.

Weatherall, P., Marks, K., Jakobsson, M., et. al. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. – 2015. – Vol. 2. – No.8. – P. 331-345. DOI: 10.1002/2015EA000107.

СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ БЕРЕГОВ ОСТРОВА ИТУРУП (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Кузнецов М.А., Рычагов Г.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
KuzMiArGeo@yandex.ru

Аннотация. Итуруп является крупнейшим и наиболее исследованным островом Большой Курильской вулканической гряды, однако вопросы структурной приуроченности берегов остаются слабо изученными. Работа выполнена на основе полевого геолого-геоморфологического анализа берегов, а также дешифрирования топографических, геологических и геоморфологических карт разных масштабов и космических снимков с метровым пространственным разрешением в программе Google Earth. Берега, находящиеся в областях развития вулканотектонических структур, подразделяются на 2 класса: мелкоконтурные зубчатые, располагающиеся под склонами наиболее молодых вулканических аппаратов, и выравнивающиеся берега под склонами вулканов, в т.ч. неактивных, выходящих в береговую зону. Берега, приуроченные к перешейкам, также разделяются на 2 класса: выравнивающиеся, которые располагаются либо на перешейках между двумя мощными вулканотектоническими структурами, либо в наиболее узких частях перешейков и выровненные берега, располагающиеся либо на перешейках, выходящих на открытые побережья, либо в крупных заливах.

Ключевые слова: морфоструктуры Курильской дуги, вулканотектонические структуры, дизъюнктивная тектоника, стадии развития берегов

Введение. Район исследований охватывает крупнейший остров Большой Ку-

рильской вулканической гряды — Итуруп. Он является частью Курило-Камчатского

вулканического пояса, характеризующегося интенсивными вулканическими и тектоническими процессами, высоким уровнем сейсмичности и повышенной цунамиопасностью (Сергеев, 1976). На острове расположены около 20 вулканических построек, половина из которых активные (Атлас..., 2009). Итуруп является одним из наиболее изученных островов Курильской гряды. Следует отметить, что основное внимание исследователей острова фокусировалось на изучении геологического строения, вулканизма, поиске и разведке полезных ископа-

емых (Геология СССР, 1964, Витухин и др., 1996). Значительно меньше внимания уделялось особенностям развития экзогенного рельефа, геоморфологическим процессам и изучению структурной приуроченности берегов и геолого-геоморфологического строения побережья о. Итуруп (Булгаков, 1994, Дунаев и др., 2019; Afanas'ev et al., 2019).

Материалы и методы. Полевые работы выполнены в ходе комплексной экспедиции «Восточный бастион — Курильская гряда» в 2019 г. В статье на основе дешифрирования топографических, геологических и геомор-

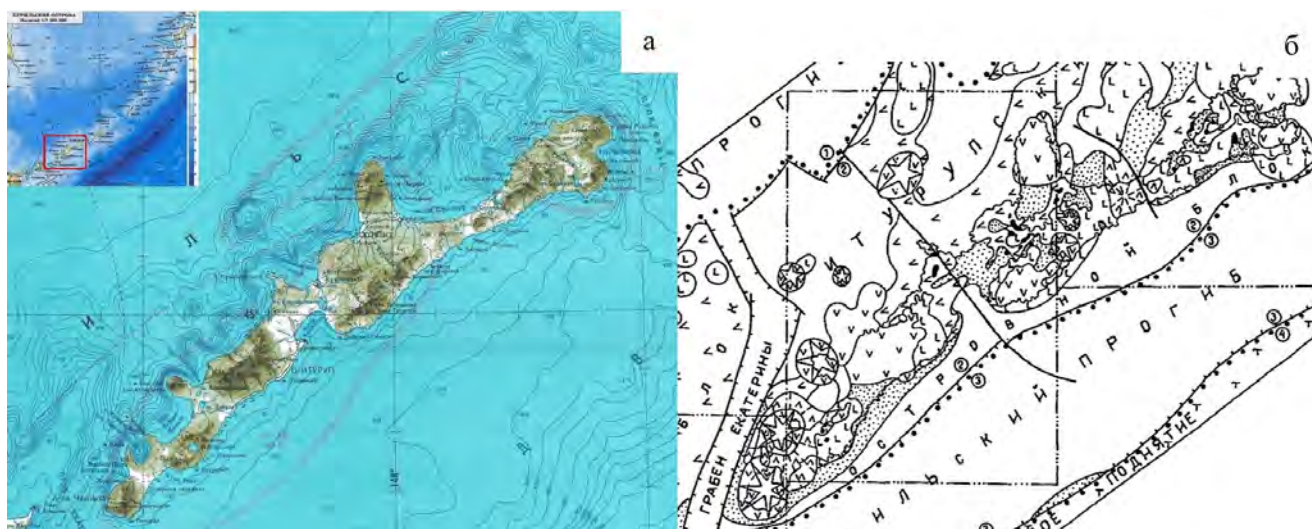


Рисунок 1. Карты о. Итуруп: а) топографическая, б) тектоническая (Государственная..., 2002)

фологических карт разных масштабов, космических снимков с метровым пространственным разрешением в программе Google Earth (<https://www.google.com/earth/>) и полевых наблюдений рассмотрена структурная приуроченность берегов о. Итуруп. В ходе маршрутов было выявлено геолого-геоморфологическое строение берегов.

Результаты и их обсуждение. При изучении физической карты о. Итуруп (рис. 1а) или его изображения на космическом снимке бросается в глаза морфологическое различие рельефа охотоморского и тихоокеан-

ского побережий: расчленённость береговой линии первого и выравненность второго (особенно по бровке шельфа).

Обусловлены эти различия приуроченностью острова к разным морфоструктурам Курильской дуги (Ермаков, 1997). Его осевая часть соответствует простиранию оси внутренней вулканической дуги, восточный (тихоокеанский) макросклон приурочен к междугтовой впадине, западный (охотоморский) — к глубоководной котловине (тыловому рифту), осложнённой вулканическими аппаратами, что и нашло отражение в рас-

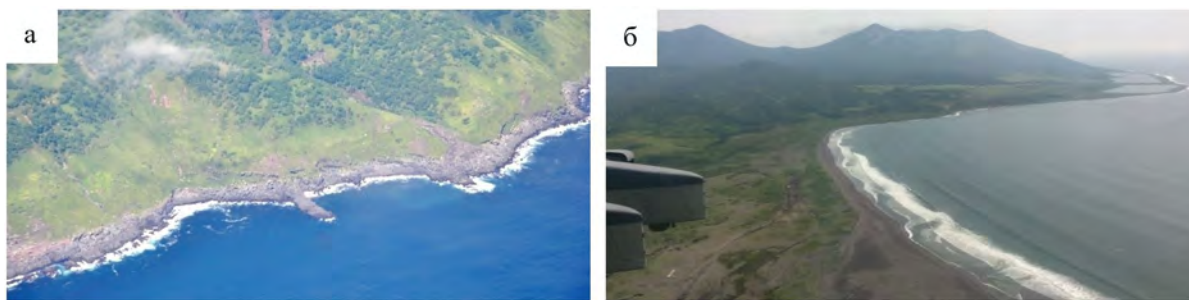


Рисунок 2. Морфология берегов о. Итуруп: а) высокие и крутые абразионные берега у хр. Богатырь, б) сниженные и пологие аккумулятивные берега (на переднем плане) в районе оз. Благодатного. Фото М. Кузнецова.

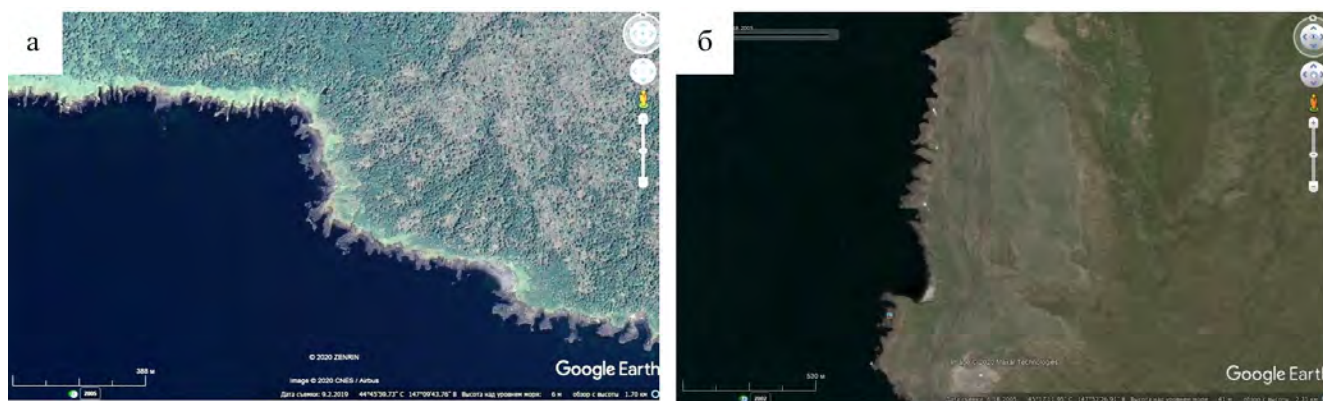


Рисунок 3. Мелкоконтурные зубчатые берега о. Итуруп под склонами вулканов: а) Атсонупури, б) Богдан Хмельницкий. Источник: Google Earth

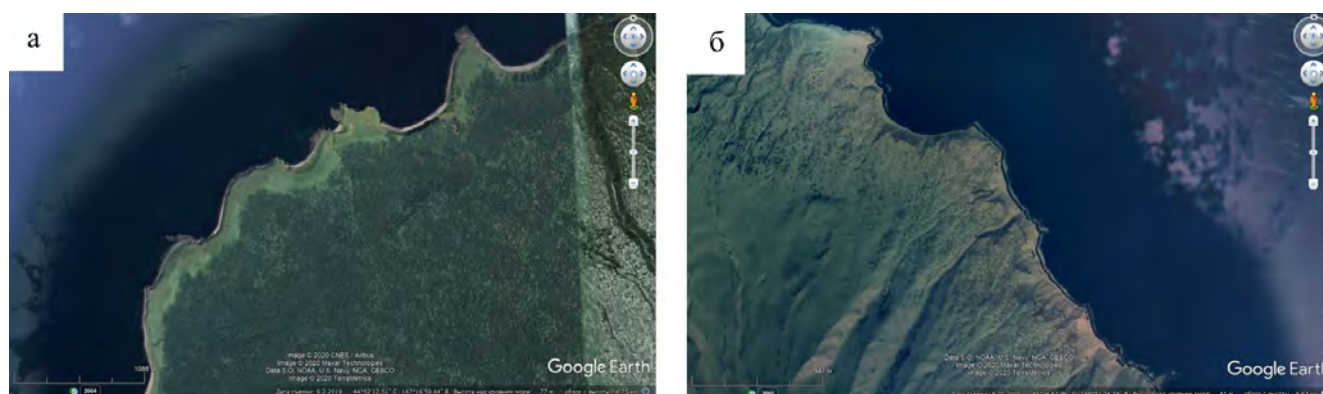


Рисунок 4. Выравнивающиеся берега о. Итуруп под склонами вулканов: а) Стокап, б) г. Медвежья. Источник: Google Earth

членённости рельефа охотоморского побережья (рис. 1б).

Не менее существенным структурообразующим фактором, нашедшим от-

ражение в рельефе острова, является дизъюнктивная (блоковая) тектоника, проявившаяся в перемещении блоков по разломам, главным образом, северо-западного

и северо-восточного простираций (Стрельцов, 1970). Следствием дифференцированности неотектонических движений блоков является наличие морских террас в пределах острова (Грабков, 1975).

На западном побережье к опущенным (или к отстающим в поднятии) блокам приурочены 6 крупных заливов и бухт (Дозорный, Доброе начало, Одесский, Куйбышевский, Курильский, Простор), на восточном — 3 (Рока, Касатка, Медвежья). “Зубчатость” охотоморского берега острова обусловлена выдающимися в море вулcano-тектоническими поднятиями (блоками) полуостровов Атсонупури, Пржевальского, Чирип, Медвежьего, а также кальдерой вулкана Львиная Пасть (ныне занятой заливом того же названия).

Поднятые блоки, такие как Южно-Итурупский, Богатырский, Сибеторский (Государственная..., 2002) характеризуются высокими, крутыми абразионными берегами, выработанными в эффузивах (рис. 2а).

К опущенным блокам, например, Куйбышевскому, Благодатненскому, Ветровскому (Государственная..., 2002) приурочены, в основном, сниженные, пологие аккумулятивные берега (рис. 2б).

При более крупном масштабе рассмотрения, берега, приуроченные к областям вулcano-тектонических структур позднеплиоцен-четвертичного возраста, подразделяются на 2 класса: мелкоконтурные зубчатые и выравнивающиеся. Первично-вулканических берегов, то есть не изменённых морем, на острове не наблюдается.

Мелкоконтурные зубчатые берега образуются при освоении абразией ослабленных зон трещиноватости в эффузивных породах, образующихся в период прекращения движения лавы и её неравномерного засты-

вания, а также из-за наиболее интенсивных тектонических движений. Такой берег представляет собой одну из ранних стадий развития абразионного берега (Дэвис, 1962), вероятно, это места наиболее поздних выходов изверженных пород в береговую зону. В дальнейшем, выступы более прочных пород под действием волн могут совсем отделиться от берега и превратиться в кекуры (абразионные останцы). Участки таких берегов располагаются под склонами наиболее молодых вулканических аппаратов — Атсонупури, Берутарубе, Богдан Хмельницкий и Чирип (рис. 3).

Выравнивающиеся берега — следующая стадия развития абразионного берега. Береговая зона длительное время не испытывала поступления нового вулканического материала при извержениях. Происходит постепенная выработка абразионной платформы (бенча) и поступление в кутовые части бухт продуктов разрушения с мысов. Окончания выступов более прочных пород превратились в кекуры. Такие берега есть под склонами каждого вулкана, выходящего в береговую зону, например, Стокап, Тебенькова, Баранского, г. Медвежьей (рис. 4). Со временем, такие берега в отсутствии поступления на них изверженного материала и резких тектонических движений блоков острова, а также колебаний уровня Мирового океана, превратятся в выровненные берега. В настоящий момент они занимают локальные участки.

Берега, приуроченные к перешейкам, также разделяются на 2 класса: выравнивающиеся и выровненные. Выравнивающиеся берега располагаются либо на перешейках, “зажатых” между двумя мощными вулcano-тектоническими структурами, которые активно поставляли на них матери-

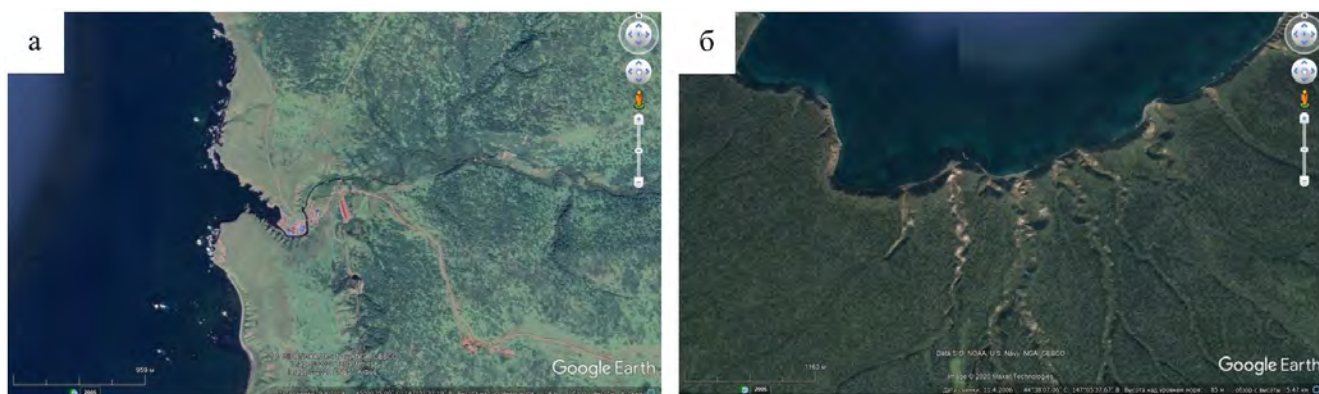


Рисунок 5. Выравнивающиеся берега перешейков о. Итурун: а) северо-запад Осеннего, б) север Рока. Источник: Google Earth

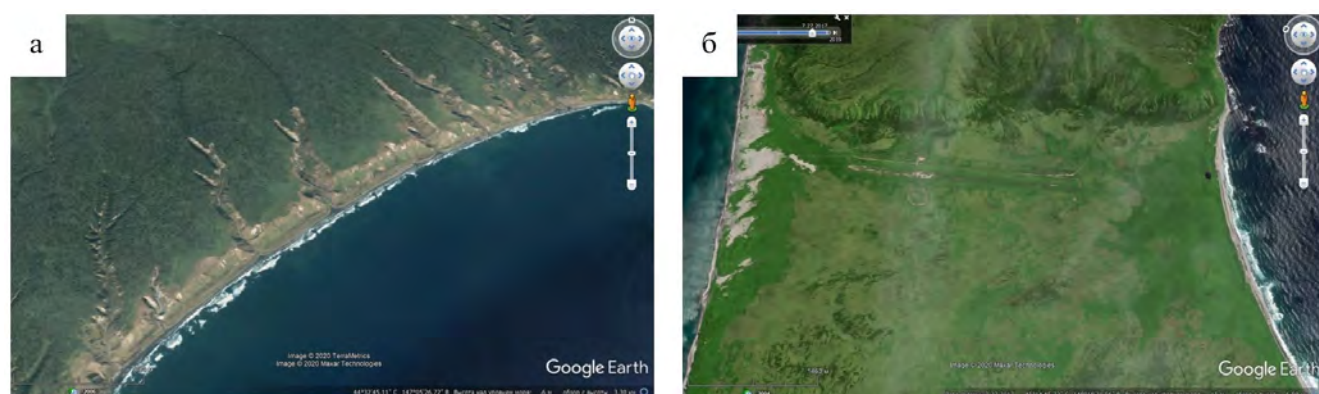


Рисунок 6. Выровненные берега перешейков о. Итурун: а) юг Рока, б) Ветровой. Источник: Google Earth

алы извержений (рис. 5а), либо в наиболее узких частях перешейков (рис. 5б).

Выровненные берега (рис. 6) — завершающая стадия формирования берега, располагаются они либо на перешейках, выходящих на открытые побережья, либо в крупных заливах, таких как Простор, Доброе Начало, Касатка, Дозорный. На открытых побережьях они образовались в результате абразии малоустойчивых пород (например, пемз на Ветровом и Дозорном перешейках) при достаточно приглубом дне. Волны, абрадируя берег, уносят материал на подводный береговой склон, так как его крутизна не дает возможности для образования мощных аккумулятивных форм

вдоль берега. Образование пляжей происходит по мере отступления уступов размыва. На спутниковых снимках видно, что местами берег отступает довольно быстро, о чём свидетельствуют висячие устья оврагов (рис. 6а). Эрозионный врез отстаёт от темпа абразии берега. Постепенно обломочный материал скапливается на подводном береговом склоне, тем самым выполаживая его. В результате может быть образован отмирающий абразионный берег. Мелкоконтурные берега отсутствуют на перешейках.

Заливы вне перешейков обычно располагаются в зонах развития дизъюнктивной тектоники, либо они “зажаты” между вулкано-тектоническими структурами. Берега

заливов преимущественно выровненные, в меньшей степени выравнивающиеся. В заливах мелкоконтурные берега практически отсутствуют, локальные участки располагаются в местах выходов интрузий и локальных эффузивных потоков, например, скала Чёртовка в заливе Касатка и Чёрные скалы в заливе Простор.

Выводы.

1. Морфологические различия рельефа охотоморского и тихоокеанского побережий обусловлены тем, что восточный (тихоокеанский) макросклон острова приурочен к междуговой впадине, а западный (охотоморский) — к глубоководной котловине (тыловому рифту), осложнённой вулканическими аппаратами, что и нашло отражение в расчленённости рельефа охотоморского побережья.

2. При более крупном масштабе рассмотрения не менее существенным структурообразующим фактором, нашедшим отражение в рельефе берегов острова, является дизъюнктивная (блоковая) тектоника. На западном побережье к опущенным (или к отстающим в поднятии) блокам приурочены 6 крупных заливов и бухт, на восточном — 3. Установлено, что поднятые блоки характеризуются высокими, крутыми абразионными берегами, выработанными в эффузивах. К опущенным блокам приурочены, в основном, сниженные, пологие аккумулятивные берега, выработанные преимущественно в рыхлых отложениях.

3. Берега, находящиеся в областях развития вулкано-тектонических структур, подразделяются на 2 класса: мелкоконтурные зубчатые и выравнивающиеся. Первично-вулканических берегов, то есть не изменённых морем, на острове не наблюдается. Мелкоконтурные зубчатые берега распо-

лагаются под склонами наиболее молодых вулканических аппаратов. Выравнивающиеся берега есть под склонами вулканов, в т.ч. неактивных, выходящих в береговую зону. Берега, приуроченные к перешейкам, также разделяются на 2 класса: выравнивающиеся и выровненные. Выравнивающиеся берега располагаются либо на перешейках, “зажатых” между двумя мощными вулкано-тектоническими структурами, которые активно поставляли на них материалы извержений, либо в наиболее узких частях перешейков. Выровненные берега располагаются либо на перешейках, выходящих на открытые побережья, либо в крупных заливах.

Авторы выражают признательность экспедиционному центру Министерства обороны РФ, Русскому географическому обществу за организацию и содействие в проведении исследований, а также коллективу экспедиции “Восточный Бастион — Курильская гряда” за всестороннюю помощь и поддержку.

Литература

Атлас Курильских островов — М.: Владивосток. ИПЦ «ДИК», 2009. — 516 с.

Булгаков, Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской дуги в плейстоцене. Автореферат канд. дис. — М., 1994. — 20 с.

Витухин, Д.И., Орешкина, Т.В., Пушаровский, Ю.М., Цуканов, Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп // Стратиграфия и геологическая корреляция. — 1996. — №6. — С. 61-74.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1. Геологическое описание / под ред. Г.М. Власова — М.: Недра, 1964. — 733 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Сер. Курильская.

Лист L-55-XXIII, XXIX: Объясн. зап. – Изд. 2-е. ФГУГП СахГРЭ, 2002. – 117 с.

Грабков, В.К. Спектры морских террас как отражение плейстоценовых вертикальных движений земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Тр.СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. – 1975. – Вып. 31. – С. 151-163.

Дунаев, Н.Н., Репкина, Т.Ю., Баранская, А.В., Афанасьев, В.В. Современная динамика аккумулятивного берега, сложенного пирокластикой подводного вулканического извержения // Геосистемы переходных зон. – 2019. – Т. 3. – №2. – С. 237-244.

Дэвис, В.М. Геоморфологические очерки – М.: Изд-во иностр. лит., 1962. – 455 с.

Ермаков, В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и

проблемы сейсмичности // Физика Земли. – 1997. – №1. – С. 30-47.

Сергеев, К.Ф. Тектоника Курильской островной системы – М.: Наука, 1976.

Стрельцов, М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги: Автореферат дис. на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. АН СССР. Сиб. отдел. Ин-т геологии и геофизики. – Новосибирск, 1970. – 24 с.

Afanas'ev V.V., Ignatov, E.I., Uba, A.V. et al. Vetrovoy isthmus of Iturup island — Holocene strait // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – 2019. – Vol. 324. – P. 12-29.

Гугл Планета Земля. URL: <http://www.google.com/earth/> (дата обращения: 10.10.2019).

ВОЗДЕЙСТВИЕ ВОЛН ЦУНАМИ НА БЕРЕГА О. МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Луговой Н.Н., Кузнецов М.А.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
lugovoy-n@ya.ru*

Аннотация. Для малого вулканического острова Матуа разработана типизация берегов по степени воздействия на рельеф волн цунами. На основе типизации создана карта и описана трансформация рельефа побережья волнами цунами 2006 и 2007 гг. Материалы собраны в ходе экспедиции 2017 г., привлечены данные экспедиций 2007 и 2008 гг. Выделено 7 типов берегов, ранжированных по степеням цунамиопасности. Приведены сведения о высоте заплеска цунами до 25 м, что на 6 м выше, чем считалось ранее, для данного участка, и на 4 м выше для всего острова. Созданная типизация может быть применена и к другим островам Курильской гряды. Составленная карта может использоваться в ходе хозяйственного освоения острова.

Ключевые слова: остров Матуа, цунами, берег, рельеф, типизация, цунамиопасность

Введение. Остров Матуа расположен в центральной части Курильской гряды. Длина острова 12 км, максимальная ширина 6,7 км, площадь 52 км². Протяжённость береговой линии около 43 км. Высшая точка острова — кратер вулкана Пик

Сарычева, 1446 м. В основе данной работы лежит полевое обследование о. Матуа, проведенное авторами в ходе экспедиции Министерства Обороны РФ и Русского Географического общества летом 2017 г. Одним из наиболее опасных явлений на

по побережью Матуа являются волны цунами, количество наблюдений которых с 1952 г. составило 15 раз, из них 5 с высотой заплеска 1 м и более (База данных цунами в мировом океане ИВМиМГ СО РАН). Наиболее сильно за это период проявились цунами, вызванные землетрясениями 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. с магнитудами

$M_S = 7,8$ и $8,2$, соответственно (Тихонов, Василенко и др., 2008).

Типизация берегов о. Матуа по степени воздействия волн цунами. Строение побережья о. Матуа отличается существенным разнообразием рельефа и береговых процессов на различных участках (Беляев и др., 2019). В связи с этим, по степени

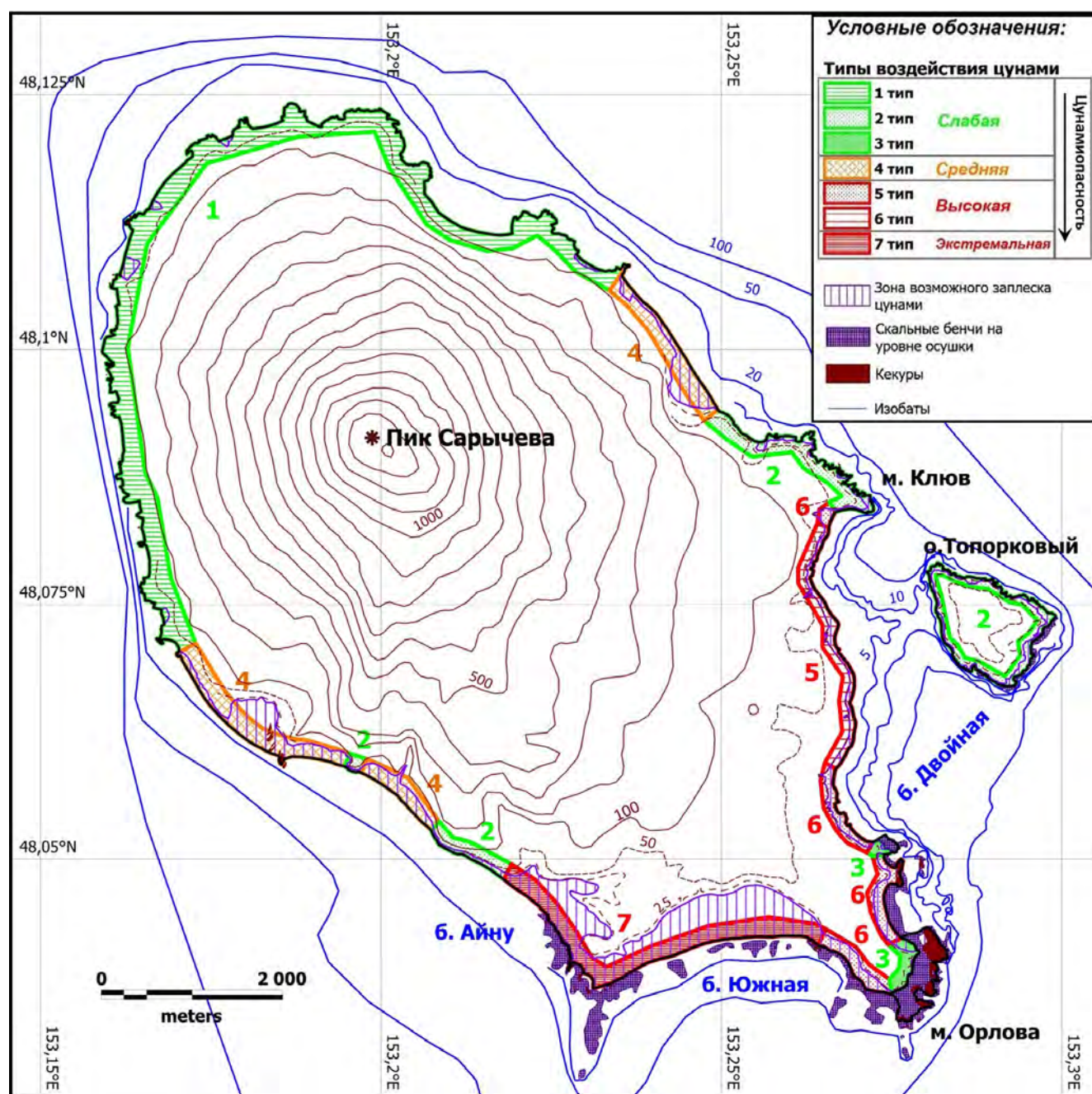


Рисунок 1. Карта типов берегов о. Матуа по степени воздействия волн цунами.

воздействия цунами выделяется 7 типов берегов, нумерация типов проведена по возрастанию степени воздействия цунами на рельеф (рис. 1).

Тип 1 (низкая цунамиопасность) занимает около 17 км берега (40% берегов Матуа), составляя береговой район северо-западной части острова, приуроченный к современным отложениям вулкана Пик Сарычева. Это сильно изрезанная береговая линия, сложенная мозаичным чередованием лавовых и пирокластических потоков. Каркас берега определяется мысами наиболее крупных лавовых потоков. С начала XX века произошло не менее 8 извержений разной интенсивности с интервалами от 2 до 30 лет (Дегтерёв и др., 2011). Во время извержений на короткое время (несколько лет) формируются мысы из пирокластических конусов, которые быстро размываются, а их материал заполняет соседние бухты. Часть бухт регулярно заполняется пролювиальными отложениями лахаров и селей, с последующим их быстрым размывом. В этом районе преобладают субвертикальные клифы в лавах высотой до 100 м, клифы в пирокластике достигают высоты 30-40 м. Подводный береговой склон (ПБС) имеет очень высокие уклоны от 0,07 до 0,8. При таком рельефе заплеск цунами вглубь суши (до 200 м) возможен только в нескольких бухтах.

Тип 2 (низкая цунамиопасность) представлен на 3 участках общей длиной 5,5 км (13%). Это участки береговых уступов высотой от 30 м и выше, сложенных доголоценовыми лавами или перекрытых коллювиальными крупноглыбовыми шлейфами. Уклоны берегов и дна на таких участках составляют от 0,4 до 1 и более, что не позволяет проникнуть цунами вглубь суши

более чем на 30-40 м, за исключением пологих микромысов и абразионных микротеррас, где ширина зоны заплеска может превышать 100 м. Низкая степень воздействия цунами помимо узкой зоны заплеска, определяется устойчивостью горных пород, не подверженных волновому размыву. К этому же типу полностью принадлежит берег о. Топорковый.

Тип 3 (низкая цунамиопасность) занимает 2,5 км берега (6%) и развит на двух мысах на восточной стороне полуострова Орлова. Этот тип выработан в древних доплейстоценовых вулканитах (Мархинин, 1964), его отличительной особенностью является наличие широких (до 400 м) бенчей, с многочисленными крупными кекурами, до 30 м высотой и площадью в первые гектары. Большая часть поверхности бенчей хорошо выровнена и является регулярной осушкой. Бенчи примыкают к вертикальным клифам, изрезанных в плане очертаний. Такое строение рельефа определяет зону заплеска цунами практически совпадающую с волноприбойной зоной, за исключением нижних частей кекуров.

Тип 4 (средняя цунамиопасность) — наиболее высокодинамичные участки берега, расположенные на северо-восточной и юго-западной сторонах о. Матуа. Общая протяжённость 3-х участков — 6 км, (14%). Данный тип приурочен к склонам вулкана, по которым регулярно сходят мощные пирокластические потоки (Мархинин, 1964, Горшков 1967). Во время последнего извержения, 11-19 июня 2009 г., выдвижение мысов, сложенных пирокластикой, достигло 400 м (Иванов и др., 2017). За счёт их быстрого размыва, заполняются наносами бухты, расположенные к юго-востоку от новообразованных мысов, образуя со-

временные террасы шириной до 500 м. Со временем, по мере размыва пирокластических конусов, подпитка молодых пляжей наносами прекращается, и они в свою очередь размываются, возвращая исходную конфигурацию берега. Характерное время описанного цикла несколько десятилетий. Таким образом, степень цунамиопасности на берегах такого типа зависит от стадии абразионно-аккумулятивного цикла, инициированного поступлением пирокластики в береговую зону. На текущем этапе, пока на описываемых участках формируются широкие низкие террасы и молодые береговые валы, степень воздействия цунами будет высокая, с возможным заплеском вглубь суши до 500 м и сильными размывами берегов. В будущем, в процессе естественного волнового размыва молодых аккумулятивных форм, степень воздействия цунами снизится, и эти участки можно будет относить к типам 1 и/или 2. В настоящее время средние уклоны поверхности молодых террас лежат в пределах от 0,02 до 0,06. При этом, уклоны ПБС на участках размыва пирокластических конусов превышают 0,1, а на участках текущей аккумуляции составляют около 0,04.

Тип 5 (высокая цунамиопасность) занимает участок в бухте Двойной, длиной 3,3 км (8%). Он сформирован вдоль уступов, выработанных в слоистых плейстоценовых толщах (переслаивание лав, туфов и пролювия). Высота абразионных уступов от 30 до 60 м, крутизна около 30°, поверхность, почти повсеместно перекрыта чехлом склоновых отложений, у основания местами формируются денудационные шлейфы. На этом участке к морю выходят несколько эрозионных долин, выработанных лахаровыми потоками (Иванов

и др., 2017), у устьев которых сохранились небольшие останцы размывших конусов выноса. К отмирающим клифам примыкает бенч, покрытый мощной валунно-глыбовой отмосткой, являющейся естественной берегозащитной формой, ширина надводной части бенча 20-40 м. Такое строение береговой зоны ограничивает зону заплеска цунами шириной не более 100 м, однако по эрозионным долинам возможно проникновение цунами до 150 м от моря. Высокая степень цунамиопасности здесь обуславливается рельефом бухты Двойной, имеющей в плане воронкообразные формы, открытые на северо-восток и юго-восток, а также низкие уклоны дна, плавно уменьшающиеся от 0,04 по краям до 0,007 в центральной части бухты, где глубины составляют менее 10 м, а ширина пролива между о. Матуа и о. Топорковым — 1100 м. Подобный рельеф способствует значительному усилению высоты волны цунами. Опасность воздействия цунами на рельеф проявляется в наличии на берегу шлейфов рыхлых отложений, находящихся в неустойчивом состоянии, ввиду высоких уклонов (до 0,6), подверженных значительным цунамигенным размывам и последующей активизации склоновых процессов. Кроме того, именно на этом участке обустроены причальная площадка и склад ГСМ, используемые в процессе текущего хозяйственного освоения о. Матуа.

Тип 6 (высокая цунамиопасность) представлен на 3-х участках берега на юго-восточной оконечности острова, суммарной длиной 3,5 км (8%). На участках этого типа к отмершим клифам высотой около 30 м, прислонены неширокие (до 100 м) голоценовые цокольные террасы высотой 7-8 м, сложенные песчано-галечным материалом. Средние уклоны берега в зоне возможно-

го заплеска цунами здесь составляют около 0,08, а уклоны ПБС 0,04-0,07. Низкие уклоны и малая высота террас способствуют заплеску цунами на всю их ширину, а материал их слагающий, легко подвержен размыву, что также усиливается существенной антропогенной трансформацией рельефа (противотанковые рвы, окопы и др.). На всех участках этого типа имеются формы цунамигенного размыва 2006 и 2007 гг.

Тип 7 (экстремальная цунамиопасность) наиболее подверженный воздействию цунами участок. Это аккумулятивный берег, занимающий бухты Айну и Южная, общей протяжённостью 4,4 км (10%). Основными формами рельефа этого участка берега являются широкие (до 570 м) голоценовые аккумулятивные и цокольные террасы до 15 м высотой. В б. Южной песчаная терраса прислонена к палеоклифу высотой 30-40 м и осложнена серией (до 16 шт.) древних береговых валов, местами нарощенных дюнными массивами. В б. Айну песчано-гравийная терраса примыкает к низким уступам более древней 20-40 метровой террасы и сильно

размыта волнами цунами 2006 и 2007 гг. В разрезах террас обнаружены отложения 14 палеоцунами, из них 5 с более высокими уровнями заплеска, чем в 2006 и 2007 гг., произошли за последние 600 лет (MacInnes et al., 2016). Увеличению дальности заплеска способствует факт совпадения средних уклонов ПБС и террас, составляющих 0,03. Дальность возможного заплеска цунами вглубь суши в б. Айну является максимальной для Матуа и превышает 600 м. В результате воздействия волн цунами на берегах этого типа происходят серьёзные деформации рельефа — размываются серии береговых валов и дюн, снижается общий уровень поверхности, уменьшается количество пляжеобразующих наносов, изменяются контуры береговой линии и профиль ПБС, что, впоследствии, активизирует штормовые размывы берегов.

Масштабы и последствия цунами 2006 и 2007 гг. Первые работы по изучению последствий этих цунами проведены в ходе комплексной экспедиции на Центральные Курилы в 2007 и 2008 гг. (Левин и др.,

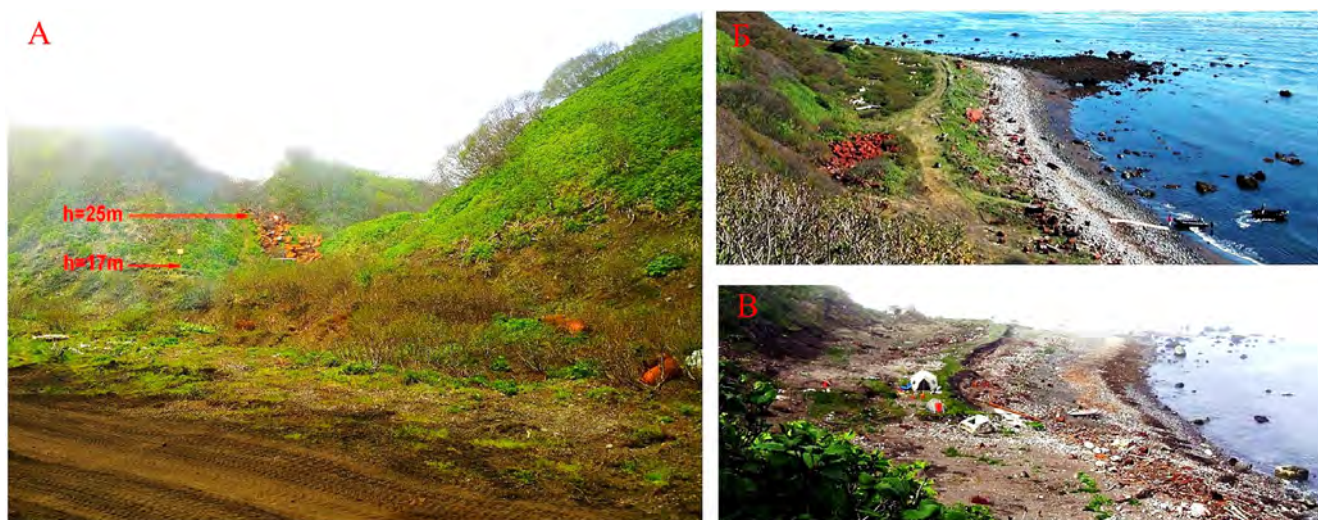


Рисунок 2. А — Скопление бочек, 2017 г. (фото Н. Лугового); Б — Участок с бочками в 2006 г. (фото Е. Верецаги); В — Тот же участок после цунами, 2007 г. (фото Е. Кравчуновской).

2008). Летом 2017 г. исследования были продолжены участниками экспедиции Мин. Обороны и РГО. Используя данные полученные в этих проектах, в соответствии с приведенной типизацией, можно рассмотреть результаты воздействия цунами на берега о. Матуа.

На берегах с низкой степенью цунами-опасности, отнесённых к типам 1, 2 и 3 существенного воздействия цунами на рельеф не выявлено. Участки типа 4 в момент действия цунами также относились к 1-му и 2-му типам, т.к. изменение их типов произошло после извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. На участке типа 5 исследованиями 2007 г. установлена максимальная для о. Матуа высота заплеска цунами на отметке 21,9 м (MacInnes et al., 2009). Профиль, на котором установлено это значение, расположен в южной части бухты Двойной, при этом на соседних профилях, в 250 м к Ю и в 300 м к СВ получены отметки в 15,3 м и 16, 7 м, соответственно. Исходя из этого можно говорить о размахе высот уровня заплеска до 6,6 м на коротких участках берега.

В 2007 г., в центре б. Двойной, на самом мелководном участке на двух соседних профилях с расстоянием в 270 м обнаружены уровни заплеска 18,1 и 19 м. Однако в 2017 г. авторами этой работы на участке между данными профилями в устье эрозионной долины, на высоте до 25-26 м над уровнем среднего прилива было обнаружено скопление из нескольких десятков пустых топливных бочек с датами, указанными на них с 1948 по 2001 г. (рис. 2).

Опираясь на приведённые фотографии, можно сделать вывод о заплеске цунами в этой точке, забросившим бочки с низкой (до 10 м) террасы, на высоту не менее

25 м. На всём участке 5-го типа цунамигенному размыву подверглись шлейфы склоновых отложений, и конуса выноса эрозионных форм, сформированные у основания абразионного уступа. За 10 лет, прошедших после цунами, на стабильных ранее, абразионных уступах активизировались оплывины и оползания склонового чехла, вершины которых местами уже достигли бровки уступа. На участках типа 6 следы размыва сохранились на уступах и в прибровочных частях низких террас, а также на техногенных формах рельефа.

На участке типа 7, с экстремальной цунамиопасностью, воздействие цунами на рельеф оказалось максимальным. В б. Южной, при высоте заплеска от 4,9 до 7,3 м проникновение волн вглубь суши достигло 250 м, при этом были оглажены, но не размывы до 7-ми песчаных береговых валов. Хорошая их сохранность объясняется ненарушенным растительным покровом и мощной корневой системой колосняка мягкого (*Leymus mollis*) пронизывающего и скрепляющего песчаные отложения. Отступление берега составило около 20 м (MacInnes et al., 2009). В б. Айну расположенной в 700 м западнее, высота заплеска отмечена на высотах до 20,8 м, а ширина зоны затопления превысила 400 м. Очень сильно размыва серия из 3 береговых валов на голоценовой террасе, со снижением уровня её поверхности на величину до 4 м. Также размыву подверглись уступы более высокой террасы.

Выводы.

1. На основе геоморфологического строения побережья о. Матуа составлена типизация берегов по степени воздействия волн цунами. По этому критерию выделено 7 типов берегов, из которых пер-

вые 3 типа (60% береговой линии острова) имеют слабую степень цунамиопасности; 4-й тип (14 %) — это берега с изменяющейся степенью цунамиопасности, зависимость от их морфодинамического состояния, определяемого вулканической деятельностью; 5-й и 6-й типы (16 %) имеют высокую степень цунамиопасности (высота заплеска до 25 м, при ширине зоны заплеска до 120 м); 7-й тип (10 %) отнесён к экстремальной цунамиопасности (высота заплеска до 20 м и более, ширина зоны возможного затопления при цунами достигает 600 м от берега, а преобладающий песчаный состав отложений легко размывается). Достоверность составленной типизации подтверждается анализом проявлений заплеска цунами 2006 и 2007 гг.

2. Учитывая разнообразие типов берегов о. Матуа и сходство геоморфологического строения побережья вулканических островов предложенную типизацию можно применять для других островов Курильской гряды и выявлять наиболее цунамиопасные участки на берегах.

3. Составленную карту степени воздействия цунами на рельеф побережья возможно использовать для принятия решений о размещении прибрежных инфраструктурных объектов необходимых для хозяйственного освоения острова.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»; при поддержке РГО (грант 02/2017-Р).

Литература

Беляев, Ю.Р., Луговой, Н.Н., Бредихин, А.В. Типы берегов острова Матуа (Центральные Курильские

о-ва) // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2019. – №3. – с. 106-113.

Горшков, Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги – М.: Наука, 1967. – 287 с.

Дегтерев, А.В., Рыбин, А.В., Разжигаева, Н.Г. Исторические извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Центральные Курильские острова) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2011. – №1. – Вып. 17. – с. 102-119.

Иванов, А.Н., Беляев, Ю.Р., Дегтерёв, А.В., Луговой, Н.Н., и др. Опасные природные процессы на острове Матуа (Центральные Курилы) // Геориск. – 2017. – №4. – с. 28-38.

Левин, Б.В. и др. Проявления цунами 15.11.2006 г. на Центральных Курильских островах и результаты моделирования высот заплесков // Докл. Академии Наук. – 2008. – Т. 419. – №1. – с. 118-122.

Мархинин, Е.К. Вулкан Сарычева // Бюлл. вулканологических станций. – 1964. – №35. – с. 44-58.

Тихонов, И.Н., Василенко, Н.Ф. и др. Симуширские землетрясения и цунами 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27. – №1. – с. 3-16.

MacInnes, B. et al. Paleotsunamis from the central Kuril Islands segment of the Japan-Kuril-Kamchatka subduction zone // Quaternary Research. – 2016. – V. 86. – №1. – p. 54-66.

MacInnes, B. et al. Field Survey and Geological Effects of the 15 November 2006 Kuril Tsunami in the Middle Kuril Islands // Pure and Applied Geophysics. – 2009. – V. 166. – №1-2. – P. 9-36.

База данных цунами в мировом океане. Лаборатория математического моделирования волн цунами Института Вычислительной Математики и Математической Геофизики Сибирского отделения Российской

Академии Наук. Новосибирск.

База данных цунами в мировом океане. Лаборатория математического моделирования волн цунами Института Вычислитель-

ной Математики и Математической Геофизики Сибирского отделения Российской Академии Наук. Новосибирск. URL: <http://tsun.sscs.ru/nh/tsunami.php>.

МОРФОЛОГИЯ ДНА, ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ НА АКВАТОРИИ КАРСКОГО МОРЯ

Лукманов Р.А.¹, Русаков В.Ю.², Кузьмина Т.Г., Борисов А.П.

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, ¹ruluair@gmail.com, ²rusakov@geokhi.ru

Аннотация. В работе представлены результаты исследования литологического и геохимического состава поверхностного (0-2 см) слоя донных осадков Карского моря: из эстуарных зон Оби и Енисея, открытой части шельфа, Восточно-Новоземельского желоба, желоба Воронина, а также из заливов Новой Земли. Осадки собраны в ходе нескольких экспедиций на НИС “Академик Борис Петров” (2000, 2001 и 2003 гг.) и НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2015-2017 гг.). Исходя из обработанного массива данных методами математической статистики все изученные донные осадки были разделены на кластерные группы, включающие в себя их литологические и химические типы. На основе выделенных кластеров проведена фациально-генетическая типизация донных осадков и установлены зоны аккумуляции голоценовых отложений, которые ограничены эстуариями рек, мелководно-морской зоной, примыкающей к юго-восточному побережью моря, а также глубоководными районами желобов. Основными источниками голоценовых осадков Карского моря являются: речные взвеси Оби и Енисея, а также ледниковый материал архипелагов Новая Земля и Северная Земля, выносимый в море тальными водами. Рассеяние тонких взвесей контролируется циркуляцией поверхностных и придонных морских течений. Аккумуляция осадочного материала, в свою очередь, контролируется морфологией дна.

Ключевые слова: морфология дна, седиментация, донные осадки, Карское море

Введение. Карское море является частью арктического шельфа Евразии, где процессы осадконакопления в значительной степени определяются твердым стоком крупных сибирских рек, Обью и Енисеем, гидродинамическими процессами, геоморфологией, а также абразией береговой линии, оледенениями и колебанием уровня моря (ледниковые/межледниковые циклы). Целью работы являлась реконструкция современных условий седиментации на основе литолого-гео-

химической типизации и фациально-генетического анализа донных осадков.

Типизация, как осадочных пород, так и неконсолидированных морских осадков является основой для реконструкции условий седиментации. Основная цель типизации — выделение разных групп пород и осадков, объединенных общими геохимическими (хемотип), минералогическими (минеральный тип), гранулометрическими (литотип) и иными признаками, которые

отражают разные геологические, климатические, гидрологические и геохимические условия их формирования (Фролов, 1992; Кузнецов, 2011).

Материалы и методы. Донные осадки в районе исследований отбирались с помощью дночерпателей типа «Океан» и бокс-корера. Глубина отбора поверхностных донных осадков составляла 2 см. В Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН влажный осадок подвергался обработке ультразвуком для диспергации, а затем — водно-механическому разделению на отдельные фракции ситовым методом и декантацией аналитиком Л.А. Задориной. Часть осадка, отобранная для анализа химического состава, предварительно высушивались в сушильном шкафу при температуре до 50° С, а затем растиралась вручную в агатовой ступке до однородного порошкообразного состояния. Химический состав изучался в Лаборатории анализа вещества (ГЕОХИ РАН) двумя методами: с помощью рентген-фазового анализа (XRF) определено содержание следующих элементов: Si, Al, Ti, Fe, Mn, K, Ca, Mg, Na, P, Cr, S, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As, Pb + п.п.п., а также с помощью масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) определено содержание РЗЭ и Y.

Обработка данных химического анализа проводилась методами математической статистики. Для оценки степени неоднородности исследуемой выборки образцов были применены такие методы статистического анализа, как факторный и кластерный.

Результаты и обсуждение. Терригенный осадочный материал характеризуется высокой зависимостью между гранулометрическим и химическим составом. Эта

особенность резко отличает его от биогенного и хемогенного осадочного вещества Мирового океана, для которых эта зависимость не прослеживается (Фролов, 1992). В общем виде, более грубые осадки содержат большее количество кварцевых зерен, поэтому они более кремнистые. В то же время, более тонкие осадки содержат больше глинистых минералов и, таким образом, характеризуются большим содержанием Al. То есть, выделенные нами группы осадков (кластеры) на основе изучения их химического состава отражают также и гранулометрический состав.

Кластерный анализ был проведен на основе предварительного факторного анализа и является его дополнением, поскольку позволил установить степень сродства между отдельными станциями. В данном анализе степень сродства выражается в евклидовом расстоянии (EP), измеряемым условными единицами (у.е.). Чем выше это расстояние, тем ниже степень сродства и, тем самым, больше различие химического состава между образцами (станциями).

Осадочный материал речного стока (кластеры I-III) накапливается как внутри эстуарной зоны, так и за ее пределами в виде тонких речных взвесей. Механизм накопления донных осадков внутри эстуарной зоны заключается в резком снижении скоростей водных потоков вследствие перехода ламинарного потока в турбулентный. В результате, значительная часть водной взвеси, переносимая рекой, в зоне изгиба эстуария осаждается на дно. Это приводит к формированию локальной возвышенности на дне (иловой банки). Материал, выносимый за пределы эстуарной зоны, испытывает влияние поверхностных и придонных течений, циркуляция которых способству-

ет не только горизонтальному транспорту, но и активному перемешиванию последнего. Эффект перемешивания находит свое отражение в результатах кластерного анализа. Осадочный материал Оби и Енисея в мелководно-морской зоне не образует четко выраженных самостоятельных кластеров. Более того, степень сродства между осадками речного выноса сравнительно высока и соответствует $EP = 1,7$ у.е. По этой причине, разделить вынос Оби и Енисея в терригенно-мелководно-морской и терригенно-морской зоне осадконакопления (Русаков и др., 2017б) крайне сложно. Тем не менее, наши данные указывают различие между химическим составом «иловых» банок Оби (ст. 5327) и Енисея (ст. 5343). Степень сродства между этими станциями 3 у.е. В то же время, осадки Восточно-Новоземельского желоба и осадки обской «иловой банки» (ст. 5327) проявляют близкую связь ($EP = 2$ у.е.), что указывает на сильное влияние речного выноса Оби в желобе. Влияние енисейского стока и даже заливов Новой Земли в желобе менее незначимо ($EP = 3$ у.е.). Схожая картина характерна и для желоба Воронина, для которого характерно сильное влияние твердого стока Енисея. Так, степень сродства между образцами, отобранными в эстуарии Енисея и в желобе, весьма велика и составляет <2 у.е.

Наиболее тонкие и глинистые осадки (кластеры I и II), вынесенные поверхностными течениями за пределы эстуарной зоны, накапливаются преимущественно в глубоководной части желобов, в то время, как на их склонах развиты более грубые отложения с меньшим содержанием глинистого вещества (кл. III). Иными словами, механизм аккумуляции в желобах практически полностью контролируется морфологией дна.

Такой механизм аккумуляции осадочного материала будем называть «нормальным».

В мелководной зоне шельфа основную роль в седиментации играют морские течения, циркуляция которых в значительной степени контролирует и морфологию дна, вызывая либо накопление донных отложений, либо их размыв.

Реликтовые (плейстоценовые) осадки и влекомые наносы (кластер IV) образуют самостоятельную группу, отличающуюся от предыдущих осадков (кластеры I-III) крайне низкой степенью сродства ($EP = 5,8$ у.е.). Внутри этой группы можно выделить две подгруппы, отличающиеся более низкой степенью сродства между собой ($EP = 4,2$ у.е.). В первую подгруппу входят: влекомые наносы Оби (станции 5323 и 5324) и Енисея (ст. 5344), а также реликтовые осадки, занимающие большую часть Карского моря, и располагающиеся на центральной возвышенности и в северо-восточной части моря. Обе подгруппы представляют собой крупнозернистый материал конусов выноса сибирских рек. Степень сродства между ними достаточно высока ($EP = 1,5$), что указывает на схожесть химического состава не только между влекомыми наносами и осадками конусов выноса, но и осадками более глубоководной северо-восточной части шельфа. В то же время, реликтовые (плейстоценовые) осадки юго-западной части моря, представленные станциями 5297, 5310, 5313 и 5309, резко отличаются по степени сродства, как от влекомых наносов, так и от плейстоценовых осадков центральной и северо-восточной части моря. Это указывает на преимущественное накопление твердого речного стока в центральной и юго-восточной частях моря, где они формируют конуса выноса Оби и Енисея.

Выводы. Модель рассеяния речной и ледниковой взвеси поверхностными течениями осложняется придонной циркуляцией, которая перераспределяет осевший на дно осадок. Согласно пространственному положению первых двух кластеров, основными зонами аккумуляции тонких взвесей является: 1) эстуарии Оби и Енисея (терригенно-эстуарные отложения), 2) мелководная область юго-восточного побережья моря от Енисейского залива до пролива Вилькицкого (терригенно-мелководно-морские отложения), а также 3) глубоководные части желобов: Восточно-Новоземельского и Воронина (фоновые терригенно-морские отложения). В отличие от эстуарных и мелководно-морских областей моря, подверженных влиянию течений и волн, механизм аккумуляции осадочного материала в глубоководных частях (>300 м) желобов является

“нормальным”, т.е. полностью контролируется морфологией дна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №20 «Новые вызовы климатической системы Земли».

Литература

Кузнецов, В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. Учебное пособие для вузов – М.: Научный мир, 2011. – 360 с.

Русаков, В.Ю., Кузьмина, Т.Г., Левитан, М.А., Торопченова, Е.С., Жилкина, А.В. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. – 2017. – №12. – С. 1088-1099

Фролов, В.Т. Литология. Кн. 1. Учебное пособие – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 336 с.

РЕЛЬЕФ И ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

**Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Зарайская Ю.А.,
Мороз Е.А., Соколов С.Ю.**

Геологический институт РАН, Москва, Россия, amazarovich@yandex.ru

Аннотация. По литературным данным и результатам экспедиций НИС «Академик Николай Страхов» рассмотрены опасные геологические процессы на: вулканических постройках архипелагов Азорского, Канарского, Мадейра и Островов Зеленого Мыса, а также о-вов Исландия и Ян-Майен, подводных горах и поднятиях, а также пассивной континентальной окраине Норвегии. Целью настоящей работы представляется выявление районов, в которых потенциально могут произойти природные катастрофы. Предполагается, что к ним можно отнести вулкан Беренберг, пролив Фрама и Азоро-Гибралтарскую зону

Ключевые слова: рельеф, вулканическое сооружение, пассивная континентальная окраина, континентальный склон, геологическая опасность, оползень.

Введение. Северную Атлантику, включая шельф, можно отнести к относительно «безопасным» областям Земли. Здесь отсутствуют сейсмофокальные зоны, островные

дуги (за исключением Малой Антильской) и существуют только пассивные окраины. Вместе с тем, в регионе время от времени происходили природные катастрофы раз-

ного масштаба, причиной которых были геологические процессы. Напомним только два хорошо известных примера. Землетрясение ($M = 8,5-9,0$) и цунами в Лиссабоне в 1755 г. и трещинное извержение Лаки в 1783 г. в Исландии.

Целью настоящей статьи представляется обзор уже произошедших опасных геологических процессов в северной части Атлантического океана, а также выявление районов, в которых потенциально могут произойти природные катастрофы.

Опасные геологические процессы на вулканических постройках. В пределах северной Атлантики расположены архипелаги вулканических островов: Азорский, Канарский, Мадейра и Островов Зеленого Мыса, а также о-ва Исландия и Ян-Майен. С этими областями, в зависимости от геодинамического или географического положения связаны разнообразные опасные геологические процессы, а, как правило, их сочетание: вулканические, сейсмические, гравитационные и некоторые другие, которые могут иметь не только региональное, но и более широкое негативное влияние на деятельность человека.

Остров Исландия (Thordarson, Larse, 2007 и др.) расположен на базальтовом плато, строение которого нарушено рифтовыми зонами, с которыми связана активная сейсмичность и вулканизм. Здесь расположено 130 активных и неактивных вулканов. В исторический период задокументировано 205 эруптивных событий. Они сопровождались такими опасными явлениями как: лавовые и пирокластические потоки, сильные грозы, внезапными и мощными потоками талой воды ледников, перекрывающими действующий вулкан, загрязнением окружающей среды. Помимо этого, в Исландии из-

вестны подпруживания рек лавовыми потоками и современное разломообразование.

Остров Ян-Майен (Sylvester, 1975 и др.) расположен примерно в 600 километрах к северу от Исландии на севере плосковершинного одноименного хребта субмеридионального простирания шириной до 30 км и протяженностью порядка 200 км. Его глубины уменьшаются с юга на север от 1400-1500 до 100 м. Восточный склон хребта осложнен крупным оползнем. В северной части хребта известен активный стратовулкан Беренберг с высотой над уровнем моря 2 277 м. Большая часть постройки расположена на склоне трога активной части разлома Ян-Майен, глубиной свыше 2000 м, образуя в плане «мыс» треугольной формы, протяженностью порядка 13 км. С 1900 по 2018 гг. здесь зарегистрировано несколько десятков землетрясений с $M > 5$ (до 6,8). Вся эта область находится в зоне активного левого сдвига. Геологическая обстановка, кратко описанная выше, позволяет отнести стратовулкан Беренберг к потенциально опасному вулканическому сооружению, северные склоны которого могут разрушиться с возникновением оползня с вероятным возникновением цунами и последующим извержением.

Азорский архипелаг (Madeira et al., 2016 и др.) расположен в точке тройного сочленения Африканской, Евразийской и Североамериканской плит. На островах и прилегающей акватории расположено 26 активных вулканов (8 из которых, подводные) и 11 трещинных систем. С XV в. известно 26 извержений, которые происходили на 5 островах и порядка 30 землетрясений с магнитудой больше 6, которые привели к гибели примерно 5000 человек. В 1720 г. западнее о. Терсейра произошло извержение

подводного вулкана Дом Жоао де Кастро Бэнк. В конце 1998 — начале 2000 гг. здесь было еще одно извержение («Serreta oceanic eruption») и в настоящее время в районе расположено активное гидротермальное поле

Архипелаг Канарских островов (Hunt et al., 2013 и др.) включает семь крупных и нескольких более мелких островов. Активные вулканы расположены на островах Тенерифе и Пальма. За последние 2 млн лет на вулканических постройках о-вов Тенерифе, Иерро и Пальма произошло 11 крупных оползней. Повышенная сейсмичность на последнем позволило сделать предположение о возможности схода с вулкана Кумбре Вьеха крупного оползня, который может вызвать цунами.

Архипелаг Островов Зеленого Мыса (Masson et al., 2008 и др.) расположен в 550-800 км западнее побережья Сенегала в пределах обширного подводного поднятия, оконтуренного изобатой 4500 м. Он состоит из 10 крупных и 8 небольших островов. Один из них (о. Фогу) представляет собой вершину вулканической постройки с кальдерой диаметром около 8 км. Со времени первых португальских поселений (1500 г.) до середины XVIII в. вулкан Фогу был постоянно действующим, но его активность уменьшалась. Формирование кальдеры Фогу связано с разрушением ее палеовулканической постройки примерно 70 000 лет назад, которое привело к возникновению цунами с высотой волны порядка 170 м. Масштабные подводные оползни установлены также на юго-западе и северо-востоке о. Санту-Антан, севернее и юго-восточнее о. Сан-Николау, а также юго-западнее о. Сан-Висенте.

Опасные геологические процессы на подводных горах и поднятиях.

Юго-западнее Иберийского полуострова (Lo Iacono et al., 2012 и др.) расположены поднятия: банка Горридж, горы Ирондель, Ампер и др., хребет Мадейра-Торе. Они расположены в области повышенной сейсмичности, связанной с областью конвергенции Евразийской и Африканской плит со скоростью 4 мм/год. Именно в ней произошли землетрясения с магнитудами больше 7: 1755 г. (Лиссабонское), 1931 и 1969 г. Деформации сжатия привели к формированию надвигов Горридж, Хосшу Маркиз Помбал (Marquês de Pombal). С последним связано формирование подводного оползня с возрастом 3270 ± 60 лет, который переместился на 24 км. Помимо этого, в области установлено около десятка оползневых тел, движения некоторых (южный склон г. Ирондель) могли вызвать цунами.

Подводный оползень был также обнаружен авторами в 2019 г. на подводной горе Рокет ($15^{\circ}50'30''N$, $36^{\circ}6'42''W$) расположенной в 1200 км к востоку от рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в пределах котловины Зеленого Мыса. Основание подводной горы расположено на глубине 4500-5000 м, вершина — 640 м.

Опасные геологические процессы на пассивных континентальных окраинах.

Континентальная окраина Норвегии протягивается от банки Викинг до плато Ермак и имеет протяженность порядка 2500 км. По количеству оползней и протяженности их зон отрыва окраина может быть разделена на три сегмента (с юга на север) — Скандинавский, Баренцевоморский и Шпицбергенский.

Скандинавский сегмент протягивается, примерно на 1100 км, вдоль западного побережья Скандинавского полуострова между Норвежским трогом и банкой Фюг-

лѐ-банкен (Fugløybanken), расположенной в юго-западном «углу» шельфа Барнцева моря. Шельф имеет ширину от 40 до 230 км. Его рельеф представляет собой чередование широких (до 70 км) трогов, с глубинами от 200 до 500 м, которые разделяют обширные равнины или банки (40-200 м). На континентальном склоне установлено (Hjelstuen et al., 2007, Laberg et al., 2000 и др.) около 40 подводно-оползневых тел с возрастом смещения оползневых масс от 2,6 млн лет до 4 тыс. лет. Оползни расположены на склонах крутизной (~1,5-2°). Среди них своими масштабами выделяются оползни Сторегга, Траенаджюпет и Аннѐйа. Перемещение первого произошло примерно 8100 лет назад на расстояние 770 км и вызвало цунами на западе Скандинавского п-ва, в Шотландии, а также на Ферерских и Шетландских о-вах.

Баренцевоморский сегмент представляет собой область перехода от шельфа Барнцева моря через континентальный склон к Лофонтенской глубоководной впадине (Alexandropoulou, 2013, Hjelstuen et al., 2007 и др.). Глубже бровки шельфа Барнцева моря, расположены мощные отложения конусов выноса (с юга на север — Медвежинский, Квейтола, Сторфьорд) позднеплиоцен-плейстоценового возраста, мощностью в 3,5-4 км. С Медвежинским связаны оползни с возрастом 200 000-300 000 лет и обломочные потоки. На конусе Сторфьорд установлено 24 оползня, которые формировались в позднечетвертичное время, а часть в последние 20 000 лет.

Шпицбергенский сегмент (Vanneste et al., 2007 и др.) протягивается, примерно на 400 км, вдоль западного побережья о. Западный Шпицберген. Шельф был сформирован в результате плиоцен-плейстоценового оледенения. Он имеет ширину 50-150 км

и имеет большое сходство со скандинавским сегментом. Краина Шпицбергена имеет уникальное строение. Расстояние от оси хребта Книповича до бровки шельфа на траверзе юга о. Западный Шпицберген составляет 150 км, а на севере всего 50 км. Особенностью краины Шпицбергена представляется широкое развитие зон просачивания и газовых факелов (>1000) (Mau et al., 2017). В пределах Шпицбергенского сегмента нет свидетельств существования крупномасштабных оползней, вместе с тем они установлены западнее и севернее Шпицбергена (оползень Хинлопен). Севернее архипелага Шпитцберген расположен крупный (10 000 км²) оползень Хинлопен (Winkelmann, 2007 и др.). Формирование оползня началось 30 000 лет назад и продолжилось в течение последующих 5 фаз, точное время которых не известно. Смещение составило 275 км с амплитудой по высоте 3750 м.

Восточнее (Зайончек и др., 2010), около устья трога Орли, расположенного между островами Северо-Западный Шпицберген и Квитоя (Белый), установлены оползневые тела незначительного размера. Еще восточнее в зонах перехода оползневые тела не установлены, однако существование трогов Франц-Виктория, Св. Анна, Воронина и др., позволяют предполагать возможность возникновения оползневых процессов.

Опасные геологические процессы в проливе Фрама. Между северной частью Гренландии и архипелагом Шпицберген расположен пролив Фрама, глубиной около 3000 м и с минимальной шириной около 450 км. Его наибольшие глубины (>5600 м) обнаружены во впадине Моллой. С юга, востока и севера впадина ограничена склонами, крутизна которых может

достигать 35°.

В проливе Фрама происходит переход структур хребта Книповича, через разлом Моллой, впадину Моллой, Шпицбергенский разлом и трог Лена, к хребту Гаккеля с ультрамедленной скоростью спрединга в Северном Ледовитом океане. Установлено (Мазарович и др., 2018), что здесь сложились все условия для движения крупного подводного оползня, сход которого может привести к возникновению цунами. Возможному развитию таких событий способствуют следующие обстоятельства: перепад рельефа в более чем 5 км на расстоянии порядка 160 км, система открытых трещин в плане серпообразной формы, крутизна склонов от 4 до 35° на отдельных участках, сейсмичность разлома Моллой, одноименной впадины и севера хребта Книповича, активные оползневые процессы вдоль южного склона склоны хребта Вестнесса, многочисленные газовые факелы, газоподводящие каналы и газовые воронки, которые дестабилизируют южные склоны хребта Вестнесса.

Работа выполнена в рамках темы ГИИ РАН №0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами».

Литература

Зайончек, А.В., Брекке, Х., Соколов, С.Ю., Мазарович, А.О., Добролюбова, К.О., Ефимов, В.Н., Абрамова, А.С., Зарайская, Ю.А., Кохан, А.В., Мороз, Е.А., Пейве, А.А., Чамов, Н.П., Ямпольский, К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) / Строение и история развития ли-

тосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том. 4. – М.: Paulsen, 2010. – С. 111-157.

Мазарович, А.О., Мороз, Е.А., Зарайская, Ю.А. Опасность подводного оползня западнее архипелага Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – №4. – С. 287-294.

Alexandropoulou, N. Late Cenozoic evolution of the upper Bjørnøya Fan, western Barents Sea margin: A seismic sequence stratigraphic analysis / Master Thesis in Geosciences Discipline: Petroleum Geology and Petroleum Geophysics. Department of Geosciences. – Faculty of Mathematics and Natural Sciences. University of Oslo, 2013. – 85 p.

Freire, F., Gyllencreutz, R., Jafri, R.U. et al. Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole. – Geo-Mar Lett., 2014. – P. 1-11. DOI: 10.1007/s00367-014-0371-5.

Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., Falide, J.I. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // Earth and Planetary Science Letters. – 2007. – V. 258. – P. 605-618.

Hunt, J.E., Wynn, R.B., Talling, P.J., Masson, D.G. Multistage collapse of eight western Canary Island land-slides in the last 1,5 Ma: Sedimentological and geochemical evidence from subunits in submarine flow deposits // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2013. – V. 14. – P. 2159-2181. DOI: 10.1002/ggge.20138/

Laberg, J.S., Vorren, T.O., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Taylor, J. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian–Greenland Sea // Marine Geology. – 2000. – V. 162. – P. 259-275.

Lo Iacono, C. Gràcia, E., Zaniboni, F., Pagnoni, G., Tinti, S., Bartolomé, R.,

Masson, D.G., Wynn, R.B., Lourenço, N., Pinto de Abreu, M., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N. Large, deepwater slope failures: Implications for landslide-generated tsunamis // *Geology*. – 2012. – V. 40. – №10. – P. 931-934.

Masson, D.G., Le Bas, T.P., Grevemeyer, I., Weinrebe, W. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2008. – V. 9. – №7. – Q07015, DOI: 10.1029/2008GC001983.

Sylvester, A.G. History and surveillance

of volcanic activity on Jan Mayen island // *Bulletin Volcanologique*. – 1975. – V. 39. – Iss. 2. – P. 313-335.

Thordarson, T., Larsen, G. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history // *Journal of Geodynamics*. – 2007. – V. 43. – P. 118-152.

Vanneste, M., Berndt, C., Laberg, J.S., Mienert, J. On the origin of large shelf embayments on glaciated margins — effects of lateral ice flux variations and glacio-dynamics west of Svalbard // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – V. 26. – P. 2406-2419.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЛИНЕЙНЫХ ФОРМ НА БЫВШЕМ ДНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Мазнев С.В.¹, Огородов С.А.²

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,

¹maznev@geogr.msu.ru, ²ogorodov@aha.ru

Аннотация. Исследование направлено на обоснование генезиса ранее неисследованных линейных форм рельефа на бывшем дне Аральского моря. На основе исследования спутниковых снимков и полевых материалов получена информация о морфологии и морфометрии этих форм. В исследовании последовательно рассмотрены различные гипотезы их происхождения. В результате сделан вывод, что они были сформированы в результате воздействий ледяных торосистых образований на дно при более высоком уровне моря.

Ключевые слова: борозды, ледово-экзарационный рельеф, микрорельеф дна, морфометрия, спутниковые снимки

Введение. В относительно недавнем прошлом при анализе спутниковых снимков на бывшем дне Аральского моря, экспонированном в результате катастрофического падения его уровня, были обнаружены следы ранее неизвестного происхождения (Огородов, 2017). Ширина описанных линий составила от 2 до 50 м, протяженность от 200 м до нескольких километров. Распространены они практически по всему бывшему дну Аральского моря, а также на современном его дне. Единственной трак-

товкой их происхождения было предположение о происхождении этих следов в результате деятельности инопланетян (Смердов, 1990). Безусловно, такая гипотеза, не имеющая научного обоснования, не могла удовлетворить исследователей микроморфологии бывшего дна моря. Данное исследование ставит перед собой цель определить и детально обосновать генезис этих следов.

Материалы и методы. При исследовании следов на бывшем дне Аральского

моря использовались спутниковые снимки WorldView, QuickBird, Sentinel, IKONOS и GeoEye высокого разрешения в видимом диапазоне, полученные из открытых источников. Данные, полученные по результатам дешифрирования снимков, были обработаны стандартными статистическими методами. Также в районах распростране-

ния следов были проведены полевые работы, включавшие полевые описания, описания верхней части разреза отложений по трансектам, нивелирное профилирование и съёмку беспилотным летательным аппаратом. Для обоснования происхождения следов использованы данные литературных источников.

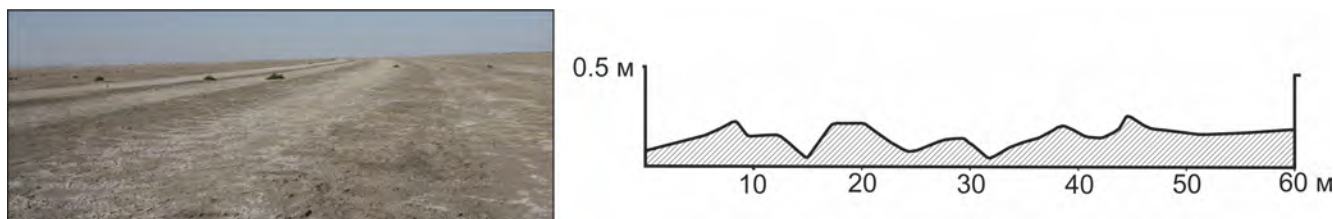


Рисунок 1. Общий вид системы отрицательных форм рельефа в 20 км к ВСВ от бывшего о. Барсакельмес, Большое Аральское море (слева) и поперечный профиль через эти формы (справа)

Результаты и обсуждение. Исследуемые следы на бывшем дне Аральского моря имеют преимущественно линейную форму в плане. В результате полевых исследований было показано, что эти следы являются формами рельефа, а не вариациями растительного покрова, обводнения или других элементов ландшафта, видимыми на спутниковых снимках. Описанные формы рельефа имеют понижение по центральной оси глубиной от 10 до 50 см (в среднем до 30 см), обрамленное валиками аналогичной высоты (рис. 1). Результаты спутниковых исследований показали, что эти линейные формы рельефа имеют среднюю длину около 1500 м, среднюю ширину единичных форм 7 м и систем форм около 100 м. Специфика морфологии этих форм такова, что боковые валики всюду сопровождают понижение, а также расположены на концах эти форм. Также необходимо отметить то, что эти линейные формы рельефа имеют как

резкие (вплоть до 180°), так и плавные изгибы в своем простирании. Наблюдаются многочисленные пересечения форм различных направлений и систем форм.

Генезис таких форм гипотетически может определяться как тектонический, флювиальный, эоловый, экзарационный и антропогенный. За свою историю территория, на которой обнаружены эти формы рельефа, как неоднократно затапливалась водами Аральского моря, так и неоднократно осушалась, но никогда не подвергалась оледенению (Burr et al., 2019). Таким образом, образование этих форм рельефа в результате ледниковой экзарации можно исключить из рассмотрения. Также в данной работе не рассматривается возможность возникновения данных форм в результате усыхания, криогенного растрескивания или импактного воздействия.

При изучении генезиса формы рельефа необходимо определить: 1) ее местопо-

ложение в иерархии форм рельефа; 2) определить более крупную форму, в пределах которой она располагается; 3) определить слагающие отложения или вмещающие отложения (для отрицательных форм); 4) определить парагенетические ряды сопряженных форм рельефа.

Выявленные формы рельефа относятся к формам микрорельефа, осложняющим бывшее морское дно. Дно представляет собой периодически затапливаемую водами внутреннего водоема озерно-морского типа (Лымарев, 1967) горизонтальную и пологонаклонную материковую платформенную равнину аллювиальной (дельтовой), эоловой и озерной аккумуляции (Мысливец, 1983). Отрицательные формы вложены в современные морские осадки (преимущественно песчано-глинистые алевриты), а боковые валики сложены аналогичным по составу материалом, однако имеющим меньшую плотность. Кроме вытянутого понижения по центральной оси, боковых валиков и валиков на концах форм, были обнаружены небольшие валики в местах изгибов форм. Также на спутниковых снимках обнаружены небольшие замкнутые понижения размером около 50 м (в среднем — до 20 м) в диаметре. Часть форм сопровождается вторичными изменениями эоловыми или флювиальными процессами.

Анализ основных направлений распространения форм показал, что их направления не совпадают с направлениями основных тектонических элементов (Мысливец, 1983). К тому же низкая тектоническая активность региона вместе с интенсивным осадконакоплением не способствует проявлению элементов структуры фундамента на поверхности. Отсутствие прослеживаемых разрывных нарушений под этими формами

в шурфах позволяет исключить также и постседиментационную тектонику в рыхлых осадках. Все это позволяет исключить тектоническую гипотезу происхождения форм.

Субпараллельное расположение большого количества форм, их закрытость (отсутствие «устьев»), пересечение с другими подобными формами, резкие изменения направлений, отсутствие характерных признаков флювиальных форм рельефа позволяет также исключить возможность их образования в результате деятельности водных потоков.

Исследование направлений форм показывает, что в целом они сходны с направлениями преобладающих ветров, особенно — в холодный период. Таким образом, можно предположить эоловое происхождение этих форм рельефа. Так, например, бороздчатая форма может быть характерна для ярдангов. Однако резкие изменения направлений вплоть до обратных, характерные для изучаемых форм, не могут быть объяснены прямым воздействием ветров или переносимых ими частиц на бывшее дно.

Морфологически данные формы имеют сходство с ледниковыми шрамами, возникающими в результате экзарации подстилающей поверхности ледником. Однако, в течение плейстоценовой истории ледники не покрывали исследуемый регион и не могли экзарировать ложе Аральского моря. Однако экзарация может совершаться не только ледниками, но и любыми формами движущегося льда. Поскольку изучаемые формы рельефа располагаются на морском дне, то можно предположить их образование в результате воздействия подвижных форм морского льда на дно. Условия частично замерзающего водоема вместе с сильными ветрами в холодное время года

создают благоприятные условия для интенсивной динамики ледяного покрова и торошения льда (Гидрометеорология..., 1990). Как было сказано ранее, основные направления форм соответствуют направлениям преобладающих ветров, что указывает на возможность их формирования в результате воздействия на дно ледяных образований, движущихся под действием силы ветра. Кили ледяных торосистых образований при движении оставляют за собой борозду с отвалами (валиками) грунта по бокам от нее. Многокилевые образования могут оставлять после себя системы борозд, что показано на многочисленных примерах в Арктике и средних широтах (Огородов, 2011).

Безусловно, обсуждается и возможность образования этих форм в результате человеческой деятельности. Исследователи указывают на то, что борозды выпашивания на морском дне могут быть созданы килем кораблей, якорями или драгами. Однако такие формы не могут соответствовать ни масштабам, ни распространению обнаруженных следов. Некоторые, самые небольшие из обнаруженных борозд, могут быть действительно сформированы в результате таких воздействий на дно, но борозды шириной до 50 м или находящиеся в системе борозд и распространенные по всему дну могут быть созданы только в результате систематических и повсеместных воздействий, которые могли быть произведены морским льдом. Также некоторые из дешифрованных форм, относятся к антропогенным или зоогенным: это дороги, тропы и геологические каналы. Они созданы уже после падения уровня моря и легко отличимы от форм, созданных льдом, своей характерной шириной и направлениями.

Выводы. Таким образом, выявленные на бывшем дне Аральского моря линейные формы являются следами воздействия ледяных торосистых образований на морское дно при прежнем, более высоком уровне моря. По своей морфологии, направлениям и распространению они сходны с аналогичными на современном дне арктических морей и других замерзающих водоемов. Показано, что изученные формы рельефа в котловине Аральского моря не могли быть созданы другими агентами рельефообразования, и являются ничем иным, как ледово-экзарационными бороздами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №19-35-90100.

Литература

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том VII. Аральское море / под ред. В.Н. Бортника, С.П. Чистяевой. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 196 с.

Лымарев, В.И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны – Л.: Наука, 1967. – 252 с.

Мысливец, В.И. Особенности развития морфоструктур дна Аральского моря в новейшее время / Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое (материалы совещания в Московском университете в январе 1982 г.). / под ред. Е.Г. Маева. – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1983. – С. 52-61.

Огородов, С.А. Ледово-экзарационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // Земля из космоса. – 2017. – 8. – 24. – С. 38-42.

Огородов, С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны – М.: Издательство Моск. Ун-та, 2011. – 173 с.

Смердов, Б.А. Следы на дне Аральско-

го моря. Научное исследование – Алматы, 2008. URL: <https://textarchive.ru/c-1088611-pall.html>. 15.05.2020.

Burr, G.S., Kuzmin, Y.V., Krivonogov, S.K., Gussikov, S.A., Cruz, R.J.

A history of the modern Aral Sea (Central Asia) since the Late Pleistocene // Quaternary Science Reviews. – 2019. – 206. – P. 141-149. URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.006>.

ПАЛЕОРЕЛЬЕФ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ

Макшаев Р.Р., Свиточ А.А., Ткач Н.Т.

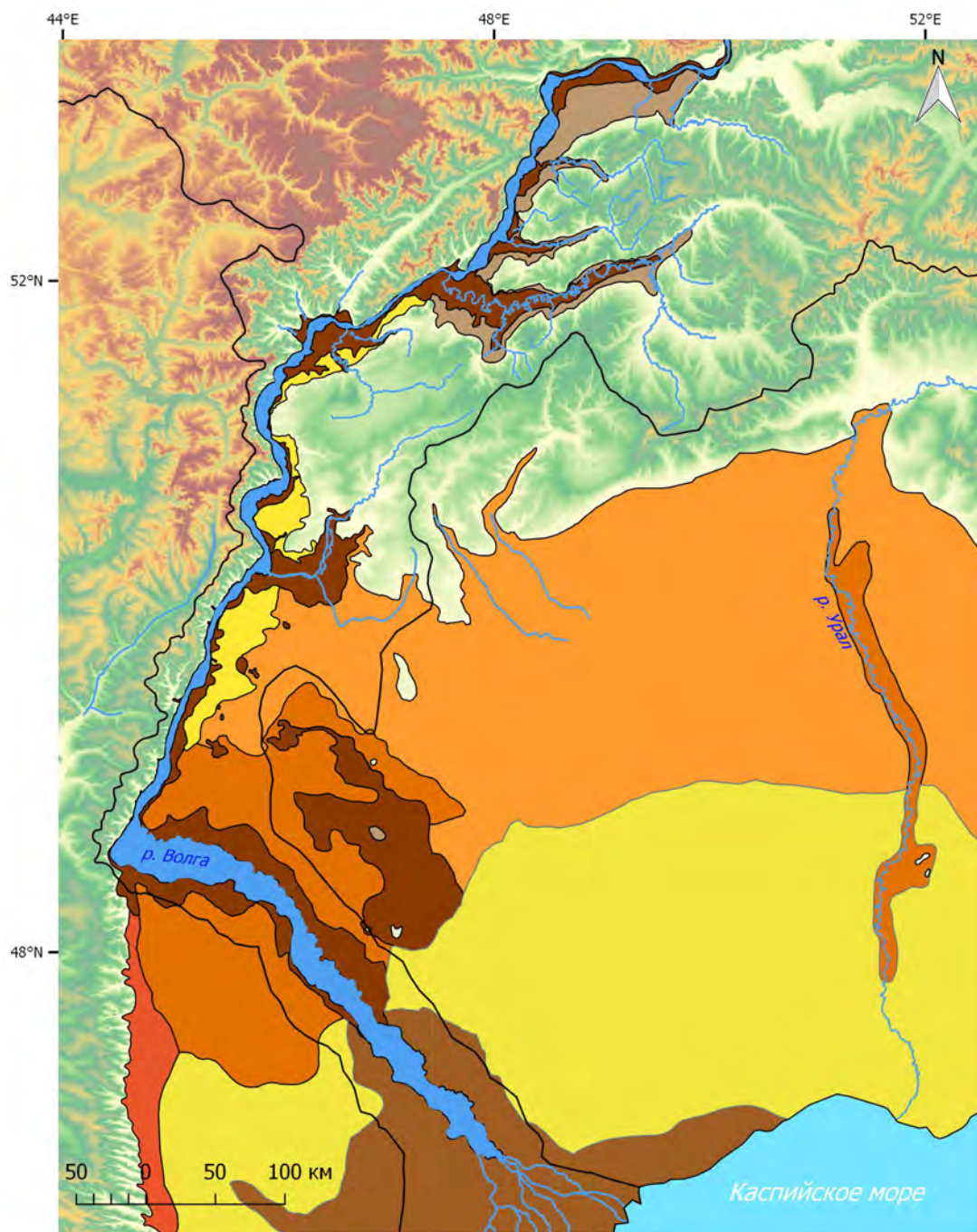
*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
radikm1986@mail.ru*

Аннотация. На основе использования литературных, фондовых, полевых материалов и цифровой модели рельефа были установлены палеорельеф и условия накопления нижнехвалынских отложений в северо-западной части Северного Прикаспия. Нижнехвалынские отложения встречаются на значительной части исследуемой территории. В Среднем Поволжье северной границей распространения нижнехвалынских отложений является восточная часть Самарской Луки и устье р. Большого Черемшана. Вдоль восточного борта Самарской Луки хорошо дешифрируется террасовый уровень +48 м абс, вероятно, сформированный в период максимального развития раннехвалынского бассейна. Сами же воды, возможно, проникали еще северней, вплоть до устья реки Камы. В Среднем Поволжье нижнехвалынские отложения залегают в интервалах высот от +15-+35 м абс. Они широко распространены на левобережной части Волжской долины и сложены преимущественно шоколадными глинами, супесями и реже суглинками. На правобережной части вдоль восточного борта Приволжской возвышенности нижнехвалынские отложения распространены ограниченно и встречаются лишь в устьях некоторых крупных оврагов, балок и рек. В Нижнем Поволжье нижнехвалынские отложения распространены практически на всей его территории. Они залегают в интервалах высот +25-(-23) м абс и равномерно покрывают волжскую часть Прикаспийской низменности. В составе нижнехвалынских отложений встречаются шоколадные глины, пески и супеси. Шоколадные глины тяготеют преимущественно к долине р. Волги и тянутся узкой полосой. Глины также заполняют древние депрессии (лиманы и ложбины).

Ключевые слова: Каспийское море, поздний плейстоцен, палеогеография, геоморфология, шоколадные глины

Введение. В дохвалынский период территория Среднего и Нижнего Поволжья находилась в условиях перегляциальной обстановки. В этот период времени Каспийское море испытывало одну из максимальных регрессий за всю плейстоценовую историю, и уровень водоема находил-

ся на отметках -120...-140 м (Маев, 1994). Для этого времени было характерно общее понижение базиса эрозии во всем Волжском бассейне. Река Волга была глубоко врезана в свою долину, а ее устье располагалось значительно южнее современного положения. Области же Среднего и Нижнего Поволжья



Условные обозначения

- | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| □ Бассейн р. Волги | ■ Суглинки с глинами |
| — Реки | ■ Супеси |
| Литологический тип | ■ Супеси с глинами |
| ■ Пески | ■ Шоколадные глины |
| ■ Пески пересливающиеся с глинами | ■ Шоколадные глины (эродированные) |
| ■ Пески, супеси и глины | |

Рисунок 1. Карта-схема литологических комплексов нижнехвалыньских отложений Северного Прикаспия по данным (Брицина, 1954, Москвитин, 1962, Брылев, 1980, Свиточ и др., 2017).

с началом трансгрессивного периода были весьма сильно проработаны деятельностью многочисленных рек.

Материалы и методы. На основе фактологических, литературных и фондовых материалов был проведен анализ распространения и условий залегания нижнехвалынских отложений в Северном Прикаспии. В работе были использованы собственные полевые материалы, а также серии карт четвертичных отложений и геологических профилей. На основе цифровой модели рельефа (SRTM) (<https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>) была построена карта литологических комплексов нижнехвалынских отложений для территории Северного Прикаспия (рис. 1). На основе полученного картографического материала были верифицированы основные районы и условия залегания нижнехвалынских отложений.

Результаты. Нижнехвалынские отложения и, в частности, шоколадные глины приурочены к областям палеодепрессий. Морфология и происхождение этих депрессий являются самыми разнообразными: это палеоврезы, ложбины, дефляционные котловины, солянокупольные впадины и т.д. В долинах рек Волги и Урала это террасы, балки, овраги, устья небольших притоков и котловины.

В Северном Прикаспии нижнехвалынские отложения залегают в интервалах высот -15...+30 м абс. Вдоль долины р. Волги они часто заполняют участки палеодепрессий, достигая мощностей 10 м и более. На левобережной части Волжской долины между г. Николаевском и п. Быково нижнехвалынские отложения слагают широкую (10-15 км) грядку высотой до +30...+32 м абс. На правобережной части нижнехвалынские отложения распространены в низовьях крупных балок, оврагов и

долин небольших рек. Наиболее крупная область распространения нижнехвалынских отложений расположена в низовьях долин рр. Камышенки, Вихлянцева и Балыклейки. На данных участках нижнехвалынские отложения представлены шоколадными глинами, залегающими на уровнях +15...+20 м абс. В верхней части отложения представлены маломощным чехлом, состоящим из супесей и песков. В нижней части долины р. Балыклейки хорошо выражены серии раннехвалынских террас на уровнях +30...+32 и +45 м абс.

В районах солянокупольных депрессий нижнехвалынские отложения заполняют участки депрессий, вызванных тектоническими дислокациями, сформировавшими участки с глубокими понижениями. Так, в районах Сайхин и Боткуль (Брицина, 1954) нижнехвалынские отложения залегают в виде постепенно выклинивающихся ступенчатых слоев мощностью 20 м и более. По данным С.А. Архипова (1958) на территории Среднеахтубинского и Ленинского районов шоколадные глины распространены не повсеместно, а приурочены к древним замкнутым понижениям. Ориентировка и размеры этих понижений не имеют четкой привязки, как правило, они имеют ширину от 1-3 до 10-15 км (Архипов, 1958).

В районе дельты р. Волги нижнехвалынские отложения постепенно исчезают, замещаясь верхнехвалынскими отложениями. Нижнехвалынские отложения здесь сохранились только в ядрах бэровских бугров, и мощность их не превышает 2-3 м. На междуречьях нижнехвалынские отложения представлены пачками переслаиваний и залегают также в депрессиях, сорных котловинах.

На территории Ергеней нижнехвалынские отложения хорошо представлены в до-

линах небольших водотоков. В частности, в долине р. Ялмата нижнехвалынские отложения полностью заполняют долину и представлены песками, алевролитами и суглинками мощностью до 6 м.

В долине р. Урал залегание нижнехвалынских отложений аналогично Волжской долине в ее нижнем течении, однако мощности нижнехвалынских отложений здесь несколько меньше и варьируют в пределах первых метров. Лишь на участках с развитой солянокупольной тектоникой (оз. Индер) отложения заполняют понижения с мощностью до 8-10 м.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (№ 16-17-10103); РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00608.

Литература

Архипов, С.А. К литолого-фациальной характеристике хвалынских шоколадных глин и условиям их образования // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1958. – №22. – С. 19–25.

Брицина, М.И. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды Ин-та географии АН СССР. – 1954. – Т. 62. – С. 5-27.

Брылев, В.А., Иванов, И.В., Таболякова, В.Я. Палеогеографические условия формирования Северо-Западного Прикаспия в раннехвалынское время // Известия АН СССР. Сер. географ. – 1980. – № 5. – С. 92-97.

Маев, Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. – 1994. – С. 4-101.

Москвитин, А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. – 1962. – Вып. 64. – 264 с.

Свиточ, А.А., Макшаев, Р.Р., Ростовцева, Ю.В., Ключевиткина, Т.С., Березнер, О.С., Трегуб, Т.Ф., Хомченко, Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия – М.: Географ. ф-т МГУ, 2017. – 140 с.

<https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

РАЗРУШЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ В 2012-18 ГГ.

Митяев М.В., Герасимова М.В.

*Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия,
mityaev@mmbi.info*

Аннотация. Выполнено исследование разрушения горных пород на различных горизонтах литорали Мурманского побережья. Выявлено, что скорость разрушения крупнообломочного материала в среднем составляла 40 ± 4 мкм г⁻¹, глыб — 49 ± 4 мкм г⁻¹, валунов — 22 ± 3 мкм г⁻¹. В целом в 2012-18 гг. наблюдалось уменьшение скорости разрушения горных пород от верхнего к нижнему литоральному горизонту. На верхнем горизонте литорали большее влияние на разрушение горных пород оказывают температуры воздуха, а воздействие ветровых волн ослаблено. На нижнем горизонте литорали скорость разрушения горных пород во многом зависит от скорости и направления ветров и генерируемых ими волн. На основе анализа метеоданных и скорости разрушения горных пород на нижнем литоральном горизонте делается предположение, что в 2014-15 гг. и 2016-17 гг. произошла активизация собственно абразионного процесса разрушения горных пород в береговой зоне побережья. Полученные

данные свидетельствуют, что изменение температуры и солености водной массы губы не оказывает существенного влияния на скорость абразионного процесса.

Ключевые слова: скорость абразии, крупнообломочный материал, горизонты литорали, Мурманское побережье

Введение. Абразионный процесс относится к главным факторам разрушения побережий и одним из основных источников поставки осадочного вещества в бассейны седиментации. Помимо общих для всех морских берегов закономерностей абразионного процесса, на Мурманском побережье имеется ряд региональных особенностей:

1. Ингрессионно-тектонический тип побережья, с тектонической предопределенностью генерального простирания побережья.

2. Большая вертикальная расчлененность рельефа на границе моря и суши.

3. Проявление сейсмической активности на границе континент-шельф.

4. Круглогодичное воздействие на берега ветровых волн.

Казалось бы, что все это должно вести к интенсивной перестройке береговой линии, но этого не происходит. В первую очередь это связано с тем, что Мурманское побережье сформировано устойчивыми к физико-механическому разрушению горными породами, с небольшим количеством рыхлых отложений. Географическое положение побережья, определяющее климатические особенности региона, благоприятствуют устойчивости берегов, здесь на первый план выходит замедленность химических и биохимических процессов мобилизации осадочного вещества.

Нашей задачей было проведение мониторинговых наблюдений за скоростью разрушения горных пород, в прибрежной зоне моря осушаемой два раза в сутки и за изменениями погодных условий. При этом мы вносим допущение, что на нижнем лито-

ральном горизонте преобладает абразионный процесс, а на среднем и верхнем горизонтах сильное влияние оказывают другие физико-механические процессы денудации.

Материалы и методы. На трех полигонах оборудовались экспериментальные площадки: на верхнем (70% времени без влияния морских вод — воздушная экспозиция), среднем (50% времени воздушной экспозиции) и нижнем (30% времени воздушной экспозиции) горизонтах литорали. Относительная высота площадок от уровня сизигийного отлива: верхний горизонт 3-3,3 м, средний — 1,5-1,8 м, нижний — 0,8-1 м. На каждой экспериментальной площадке выставлялось по 3 образца, два угловатой формы (глыбы) и один хорошо окатанный (валун). Петрографический состав горных пород: микроклиновый гранит, гранит-мигматит и диабаз.

Экспериментальный материал имеет приблизительно одинаковый размер длинной оси. Валуну хорошо окатаны, эллипсоидальной формы. Площадь поверхности валунов 0,12-0,13 м², вес 11-13 кг. Глыбы угловатые от кубической до тетраэдрической формы, с суммарной площадью граней 0,11-0,16 м², массой от 8 до 20 кг.

Удельный поток энергии ветровых волн рассчитывался по формуле: $E_w = 1/8 \rho g h^2 c_{гп}$, где ρ — средняя плотность верхнего слоя воды, g — сила тяжести, h — высота волны, $c_{гп}$ — групповая скорость волн (Михайлов, 1998).

Геоморфологические и океанографические особенности района. Губа Дальнезеленецкая представляет собой мелково-

дний залив с максимальной глубиной 20 м, отделенный от открытой акватории Баренцева моря цепочкой островов. В губе выделяется две блюдцеобразные впадины, разделенные подводным плато.

Годовая температура воды в среднем составляет $4,82 \pm 0,11^\circ\text{C}$ ($n=960$). Самые низкие температуры наблюдаются в феврале-марте. Максимальный прогрев воды фиксируется в июле-августе. Начиная с конца августа, температура воды постепенно снижается.

Годовая соленость воды в среднем составляет $33,552 \pm 0,090\text{‰}$ ($n=934$). Максимальное опреснение до 20‰ происходит в период схода снежного покрова.

Погодные условия периода наблюдений. Среднегодовые температуры воздуха изменялись от 1,6 до $2,9^\circ\text{C}$ (табл. 1). По температурным показателям резко выделяется 2015-16 гг., разделяя весь период наблюдений на две части. В период 2012-15 гг. происходило небольшое похолодание с уменьшением суточных колебаний температур и выравнивание абсолютных значений зимних и летних температур (табл. 1). Период 2016-18 гг. был относительно теплым с увеличением суточных колебаний и летних температур воздуха.

По изменению ветрового режима выделяется 2014-16 гг. (табл. 2-4). В 2014-15 гг. наблюдалась максимальная среднегодовая скорость ветра, доля ветров со скоростью >7 м/с, превысила 50%, штормов было мало (табл. 3), суммарный удельный поток энергии нагонных волн превышал 4 кДж/с (табл. 4). В 2015-16 гг. отмечалась минимальная среднегодовая скорость ветра, преобладали слабые ветры, регистрировалось малое количество штормов (табл. 2, 3), а суммарный удельный поток энергии нагонных волн не превышал 3,5 кДж/с, несмотря на высокую

долю нагонных ветров (табл. 4).

Этап 2012-13 гг. характеризуется невысокой среднегодовой скоростью ветра, максимальной долей сильных и нагонных ветров, что отразилось в суммарном потоке энергии нагонных волн (табл. 4). Количество штилей было минимальным, что предопределило высокий штормовой коэффициент (табл. 3).

По ветровому режиму этапы 2013-14 гг. и 2016-17 гг. схожи. Среднегодовая скорость ветра 6,9 и 7,0 м/с (соответственно), доля сильных и штормовых ветров более 40%, но в 2013-14 гг. доля нагонных ветров превышала 31%, а в 2016-17 гг. — менее 26% (табл. 4), что отразилось в удельном потоке энергии волн и количестве штормов (табл. 3, 4). Период 2016-17 гг. — самый штормовой этап наблюдения, более пяти штормов в месяц.

Результаты и обсуждение. В 2012-18 гг. средняя скорость разрушения горных пород составила: общая 40 ± 3 мкм г⁻¹, глыб 49 ± 4 мкм г⁻¹ ($n=83$), валунов 22 ± 3 мкм г⁻¹ ($n=43$).

В 2012-16 гг. происходило снижение скорости разрушения горных пород: в 2012-13 гг. — 69 ± 6 мкм г⁻¹, в 2013-14 гг. — 48 ± 8 мкм г⁻¹, в 2014-15 гг. — 33 ± 4 мкм г⁻¹ и в 2015-16 гг. — 17 ± 3 мкм г⁻¹. В 2016-17 гг. произошла активизация разрушения горных пород, средняя скорость составила 53 ± 6 мкм г⁻¹, в 2017-18 гг. скорость снизилась до 28 ± 4 мкм г⁻¹.

Вряд ли период 2012-14 гг. следует рассматривать как этап интенсивного разрушения горных пород, так как более интенсивное разрушение только что внесенных в прибойную зону образцов наблюдалось всегда. Но игнорировать это нельзя, так как погодные условия этого периода способ-

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе

Температуры воздуха, t°C	Период наблюдения, год					
	2012-13	2013-14	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18
Среднегодовая	1,9	1,8	1,6	2,9	1,9	1,8
Среднесуточный градиент	4,1	3,7	3,2	3,5	3,6	4,0
Max	28,7	26,2	22,2	27,8	24,0	29,9
Min	-18,2	-20,8	-19,7	-22,4	-19,0	-19,0

Таблица 2. Изменения ветрового режима в районе

Период, гг.	Среднегодовая скорость, м/с	Доля ветров (м/с), %				
		<3	3-7	7-12	12-16	>16
2012-13	6,7	15,5	40,4	38,2	4,5	1,4
2013-14	6,9	19,9	36,9	31,7	10,1	1,4
2014-15	7,3	12,1	36,8	36,6	11,3	3,1
2015-16	6,3	18,4	48,7	28,6	3,5	0,8
2016-17	7,0	16,2	41,0	33,7	6,6	2,5
2017-18	6,5	16,6	46,9	25,6	8,7	2,2

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей в районе.

Количество	Период наблюдения, гг.					
	2012-13	2013-14	2014-15	2015-16	2016-17	2017-18
Штормов	49	50	51	43	61	55
Штилей	24	25	26	30	29	32
штормовой коэффициент	2,04	2,00	1,96	1,43	2,10	1,72

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров.

Период, гг.	Направление ветра								E _w
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
2012-13	9,8	7,8	7,9	6,9	10,4	42,4	6,8	7,9	4,74
2013-14	13,9	7,2	11,3	3,1	7,8	35,8	12,5	8,4	4,58
2014-15	12,9	3,5	10,9	2,2	6,2	42,5	12,3	9,5	4,12
2015-16	9,6	3,1	5,9	3,5	12,6	41,7	10,2	13,4	3,49
2016-17	12,5	6,5	8,9	3,3	3,5	41,3	10,8	13,2	4,01
2017-18	10,6	8,6	8,5	3,2	4,9	44,8	8,2	11,2	3,78

ствовали интенсивному разрушению горных пород (табл. 1-4).

В 2015-16 гг. наблюдалось снижение скорости разрушения горных пород (глыб до 26 ± 6 , валунов — 3 ± 3 мкм г⁻¹). Это связано с изменением погодных характеристик: возросла среднегодовая температура, снизился среднесуточный градиент температур, уменьшилась среднегодовая скорость ветра и доля сильных ветров, снизилась доля северных и северо-восточных ветров, количество штормов уменьшилось, штилей увеличилось (табл. 1-4).

В 2016-17 гг. произошла активизация абразионного процесса, средняя скорость разрушения глыб составила 63 ± 7 , валунов — 34 ± 7 мкм г⁻¹. В это время увеличилась среднегодовая скорость ветра и количество штормов, возросла доля средних, сильных и нагонных ветров, увеличился удельный поток энергии нагонных волн (табл. 1-4).

В 2017-18 гг. интенсивность разрушения горных пород снизилась: глыб до 31 ± 6 мкм г⁻¹, валунов — 21 ± 6 мкм г⁻¹. В это время уменьшилась среднегодовая скорость ветра, доля сильных ветров и количество штормов (табл. 1-4).

Если в целом в 2012-18 гг. происходило уменьшение скорости абразионного разрушения горных пород от верхнего к нижнему литоральному горизонту, то в 2014-15 гг. наблюдалась обратная последовательность. По погодным условиям 2014-15 гг. сильно отличается от других этапов (табл. 1-4). Зафиксированы минимальные значения среднегодовой температуры воздуха и среднесуточного градиента температур, максимальная среднегодовая скорость ветра, при высокой доле штормовых и ураганых ветров. Хотя доля нагонных ветров не превышала 25%, суммарный удельный

поток энергии был большим.

В целом в литоральной зоне скорость абразионного процесса в 2012-18 гг. не зависела от изменения температуры и солёности воды.

Верхний литоральный горизонт. В 2012-18 гг. на верхнем горизонте скорость разрушения горных пород в среднем составляла: общая — 46 ± 6 мкм г⁻¹, глыб — 58 ± 8 мкм г⁻¹ (n=28), валунов — 22 ± 4 мкм г⁻¹ (n=14).

Верхний горизонт литорали наименее подвержен воздействию волн, здесь максимально проявляются субаэральные процессы денудации. Следовательно, на разрушение горных пород большее влияние должны оказывать температуры воздуха.

Этот факт хорошо проявился в 2014-15 гг. (минимальная скорость разрушения горных пород). Это самый холодный этап, с минимальным среднесуточным градиентом температур и максимальной среднегодовой скоростью ветра (табл. 1-2). Следовательно, интенсивное ветровое волнение не оказало влияние на разрушение горных пород, а снижение температурных показателей замедлило абразионный процесс.

Средний литоральный горизонт. На среднем горизонте литорали средняя скорость разрушения горных пород в 2012-18 гг. составила: общая 38 ± 4 мкм г⁻¹, глыб 47 ± 6 мкм г⁻¹ (n=32), валунов 19 ± 5 мкм г⁻¹ (n=16).

Максимальная скорость разрушения горных пород наблюдалась в 2013-14 гг. и 2016-17 гг. Эти этапы схожи: среднегодовая температура воздуха 1,8 и 1,9°C, среднесуточный градиент температур 3,7 и 3,6°C, среднегодовая скорость ветра 6,9 и 7,0 м/с, доля сильных и штормовых ветров >40% (табл. 1-4). Минимальная скорость разрушения фиксировалась в 2015-16 и 2017-18 гг.

(17 ± 5 и 18 ± 6 мкм г⁻¹). Оба этапа характеризуются: низкой среднегодовой скоростью ветра, с большой долей слабых ветров и небольшим удельным потоком энергии нагонных волн. Термический режим этапов различен: 2015-16 гг. теплый с небольшим среднесуточным градиентом температур, 2017-18 гг. холодный с большим среднесуточным градиентом температур (табл. 1-4).

Нижний литоральный горизонт. На нижнем горизонте литорали средняя скорость разрушения горных пород в 2012-18 гг. составила: общая 33 ± 5 мкм г⁻¹, глыб 39 ± 7 мкм г⁻¹ (n=21), валунов 22 ± 6 мкм г⁻¹ (n=12).

Максимальная скорость разрушения горных пород зафиксирована в 2012-13 гг. Подобная скорость отмечена впервые, она более чем в 2 раза превышает максимальные скорости, наблюдавшиеся до и после этого этапа. С большой долей вероятности это было обусловлено суммированием двух факторов. Во-первых, это первый год постановки образцов на экспериментальные площадки. Во-вторых, погодными условиями, и в первую очередь ветровым режимом (табл. 1-4). Минимальная скорость разрушения горных пород наблюдалась в 2015-16 гг. и связана с погодными условиями: максимальная температура воздуха; минимальная среднегодовая скорость ветра и малое количество штормов (табл. 1-4).

В 2014-15 гг. и 2016-17 гг. происходит усиление разрушения горных пород (38 ± 13 мкм г⁻¹ и 41 ± 7 мкм г⁻¹). Это два самых ветреных этапа наблюдения (табл. 2-4). Так как, абразионный процесс на нижнем горизонте литорали почти не осложнен субаэральными процессами денудации, можно сделать предположение, что 2014-15 гг. и 2016-17 гг. произошла ак-

тивизация собственно абразионного разрушения горных пород.

Верхняя сублиторальная зона. Впервые в 2017-18 гг. удалось получить данные о скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне. Средняя скорость составила 29 ± 13 мкм г⁻¹, глыбы микроклинового гранита — 54 мкм г⁻¹, валунов микроклинового гранита — 17 ± 2 мкм г⁻¹.

Хотя полученные скорости разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне не отличаются от среднемноголетней скорости абразии в литоральной зоне, необходимо отметить, что образцы находились на экспериментальной площадке первый год, следовательно, выявленная скорость может быть несколько завышена. Несмотря на это, можно утверждать, что в верхней сублиторальной зоне происходит разрушение горных пород, возможно, не менее интенсивно, чем в литоральной зоне.

Выводы. В заключении отметим следующее. Средняя скорость разрушения горных пород за 2012-18 гг. достоверно не изменилась по сравнению с предыдущими годами. В 2016-17 гг. произошла активизация абразионного процесса с последующим снижением скорости разрушения горных пород в литоральной зоне. На верхнем горизонте литорали большое влияние на интенсивность разрушения горных пород оказывают температуры воздуха, а воздействие ветровых волн ослаблено. На нижнем горизонте литорали скорость разрушения горных пород во многом зависит от скорости и направления ветров и генерируемых ими волн. На основе анализа метеоданных и скорости разрушения горных пород на нижнем литоральном горизонте делается предположение, что в 2014-15 гг. и 2016-17 гг. произошла активизация собственно абразионного процес-

са разрушения горных пород на побережье. Полученные данные свидетельствуют, что изменение океанографических характеристик водной массы не оказывает влияния на скорость абразионного процесса, а главным

фактором изменения скорости абразии в береговой зоне выступает ветровое волнение.

Литература

Михайлов, В.Н. Гидрология устьев рек – М.: Изд. МГУ, 1998. – 176 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ДЕЛЬТЫ ДУНАЯ

Михайлова М.В.¹, Кравцова В.И.²

¹Институт водных проблем РАН, Москва, Россия, mv.mikhailova@gmail.com

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, valentinamsu@yandex.ru

Аннотация. В докладе рассмотрены результаты исследований береговой зоны крупной неприливной дельты Дуная. Показано, что смещения морского края дельты (выдвижение или отступление) могут быть эффективным индикатором процесса дельтоформирования.

Ключевые слова: дельта Дуная, береговая зона, морской край дельты

Введение. Разработка методов анализа, расчета и прогноза изменения гидролого-морфологических характеристик речных дельт — важная задача гидрологии устьев рек. При разработке таких методов одной из ключевых целей становится исследование процессов в береговой зоне (БЗ) и изменений морского края дельты (МКД). У доклада две задачи: выявить современную тенденцию изменения БЗ дельты Дуная и дать ей количественную оценку. Уникальный материал для такого исследования представляют результаты многолетних исследований дельты Дуная, которые проводились сотрудниками Института водных проблем РАН, географического факультета МГУ, Дунайской гидрометеобсерватории (Измаил, Украина) (Гидрология..., 2004, Михайлова и др., 2019) и ряда румынских организаций (Dan S. et al., 2009, 2011).

Объект исследования. В настоящее время устьевая область Дуная относится к дельтово-эстуарному типу, в ее состав входят дельта площадью 4200 км², вклю-

чающая русловые системы трех крупных рукавов (Килийского, Сулинского и Георгиевского) и водоемы эстуарного типа (лагуны Разельм, Синое и др.) (рис. 1).

На процессы в БЗ дельты Дуная оказывают влияние как естественные, так и антропогенные факторы. К естественным относятся преобладающие северо-восточные ветры и создаваемые ими вдольбереговые течения и волнение, а также перераспределение стока из малых рукавов в крупные; к антропогенным — инженерные мероприятия для улучшения условий судоходства через дельту.

Материалы и методы. При исследованиях современных процессов в БЗ дельты Дуная использовались результаты периодических топографических съемок МКД и разновременных космических снимков высокого разрешения, а также сведения об основных внешних факторах, влияющих на строение и гидрологический режим дельты (стоке воды и наносов реки, ветре и морском волнении, повышении или понижении



Рисунок 1. Схема дельты Дуная с выделенными участками ее БЗ

уровня моря).

Важной методической задачей было выделение границ БЗ дельты и подразделе-

ние ее на генетически однородные участки. За внешнюю северную границу БЗ принята вершина Жебриянской бухты, за южную —

пролив Портица в косе, блокирующей лагунный комплекс (рис. 1). Длина БЗ составляет около 215 км. С учетом размера рукавов и количества наносов, поступающих из них в БЗ, и характеристик внешних факторов выделено семь участков БЗ (рис.

1). В качестве внутренних границ между участками приняты устья больших рукавов.

Сравнение космических снимков позволило рассчитать величины площадей выдвигения или отступления МКД по каждому из семи участков БЗ за 2002-2016 гг. (табл. 1).

Таблица 1. Результаты расчета смещения МКД Дуная за 2002-2016 гг. по космическим снимкам

БЗ дельты Дуная	Участок БЗ (рис. 1)	Длина, км	Выдвигение МКД (отложение наносов), км ²	Отступление МКД (размыв), км ²	Итоговое изменение МКД	
					км ²	км ² /год
Северная (Килийская дельта)	1	44,2	+1,58	-0,79	+0,79	+0,056
	2	14,9	+3,31	-1,94	+1,37	+0,098
	3	7,5	+1,00	0	+1,00	+0,071
	4	8,8	+0,89	-0,43	+0,46	+0,033
	5	36,5	+9,54	-0,81	+8,73	+0,624
	1-5	111,9	+16,32	-3,97	+12,35	+0,882
Центральная	6	33,9	+0,84	-1,71	-0,87	-0,062
Южная	7	69,5	+4,75	-4,63	+0,12	+0,0086
Вся дельта	1-7	215,3	+21,91	-10,31	+11,6	+0,829

Участок №1 простирается от вершины Жебриянской бухты до устья рукава Потаповский (рис. 2а). МКД на этом участке сильно изрезан, глубоко вдающиеся в сушу заливы разделены выступами небольших рукавов. На участке выделены районы выдвигения МКД (косы, блокирующие вершину Жебриянской бухты, и устье рукава Белгородский) и отступления (размыв выступа бывшего рукава Полуночный). На западном берегу бухты продолжает нарастать система Жебриянских кос. Источником песчаного материала для этих кос служит вдольбереговой поток продуктов волнового размыва морского берега к северу от дельты.

Участок №2 тянется от конца участка №1 до устья рукава Полуденный (рис. 2б). Рукав Потаповский в прошлом был многово-

дным, его наносы в 1960-1970 гг. сформировали обширный устьевой бар. Его волновой размыв в дальнейшем привел к образованию Новой Потаповской косы, примкнувшей к старому берегу и протянувшейся на юг от устья рукава. Возникшая в последней четверти XX в. коса названа Новой, т.к. в прошлом южнее устья рукава Потаповский уже возникали подобные косы, которые постепенно смещались к суше и смыкались с ней. По мере уменьшения водоносности Потаповского рукава Новая Потаповская коса стала размываться. За 2002-2016 гг. на этом участке МКД произошли большие изменения. Северная часть Новой Потаповской косы к югу от устья Потаповского рукава подверглась сильному волновому размыву и переместилась к суше, отчленив лагу-

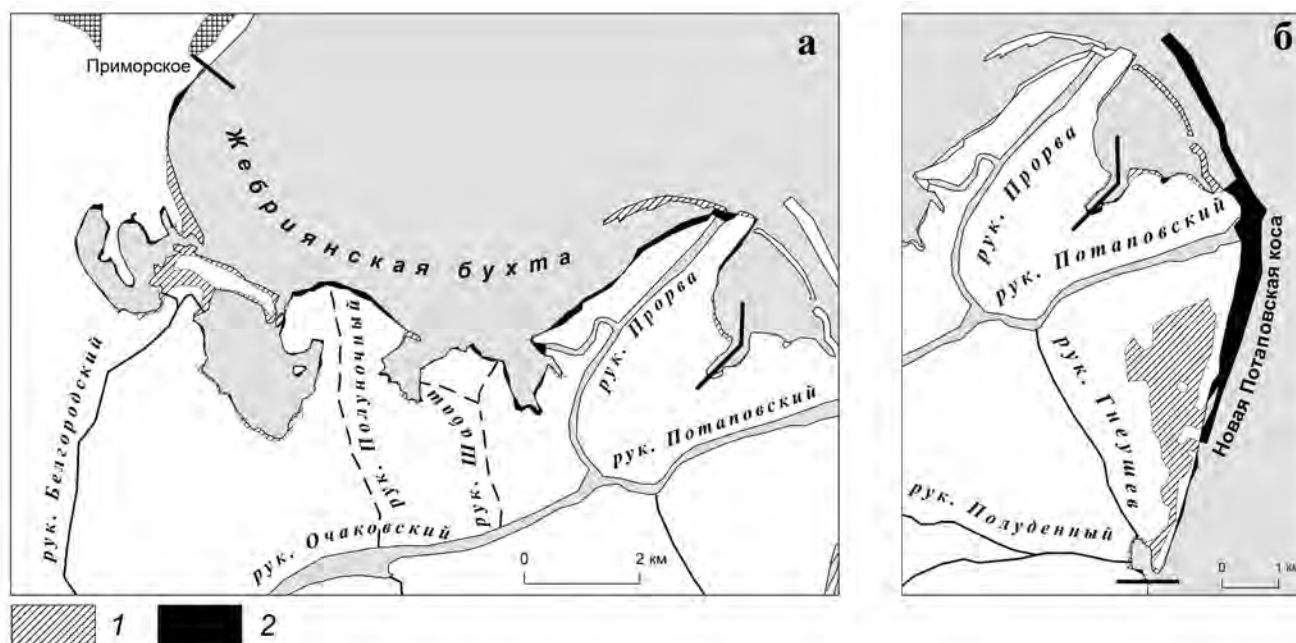


Рисунок 2. Изменения МКД Дуная за 2002-2016 гг. на участках №1 (а) и №2 (б). Здесь и на рис. 3 и 4: 1 — выдвигание МКД, 2 — отступление МКД

ну. Южная часть Новой Потаповской косы блокирует устье рукава Правый Гнеушев. В целом размер Новой Потаповской косы немного увеличился. Дальнейшее продвижение косы к югу может привести к сужению устья Подуенного рукава.

Участок №3 находится между устьями рукавов Подуенный и Быстрый (рис. 3а). Этот участок ровный, слегка вогнутый, для него характерно наличие широкого пляжа. До 2002 г. на этом участке преобладал процесс выдвигания МКД. В 2002-2016 гг. площадь нарастания берега увеличилась (табл. 1), а размыв не проявился. На этом участке МКД раньше в море выходили рукава Отножный и Песчаный. В последней трети XX в. устья этих рукавов были блокированы песчаными отложениями во время сильных осенних штормов. Источником наносов для формирования МКД на участке №3 служит поток наносов с севера, который создают выносы рукава Потаповский и продукты размыва его бара. Этот поток наносов

частично обходит устье рукава Подуенный и поступает на участок №4.

Участок №4 тянется от устья рукава Быстрый до устья рукава Восточный (рис. 3а). «Входящий угол» между концом участка №3 и левой устьевой косой бара рукава Быстрый постепенно заполняется наносами, поступающими с севера. В сторону моря от этой косы отходит каменно-насыпная дамба, защищающая косу от размыва и предотвращающая занесение судоходной пролези через бар рукава. Во второй половине XX в. сток воды и наносов рукава Быстрый заметно увеличился. Из речных наносов в его устье сформировался обширный бар. Морское волнение стало постепенно разрушать этот бар; из продуктов размыва сначала сформировалась ориентированная на юг подводная отмель, а затем — параллельная берегу песчаная коса Птичья (рис. 3б). Постепенно коса приблизилась к берегу. К 2007 г. южная оконечность Птичьей косы достигла устья рукава Восточный. Началась

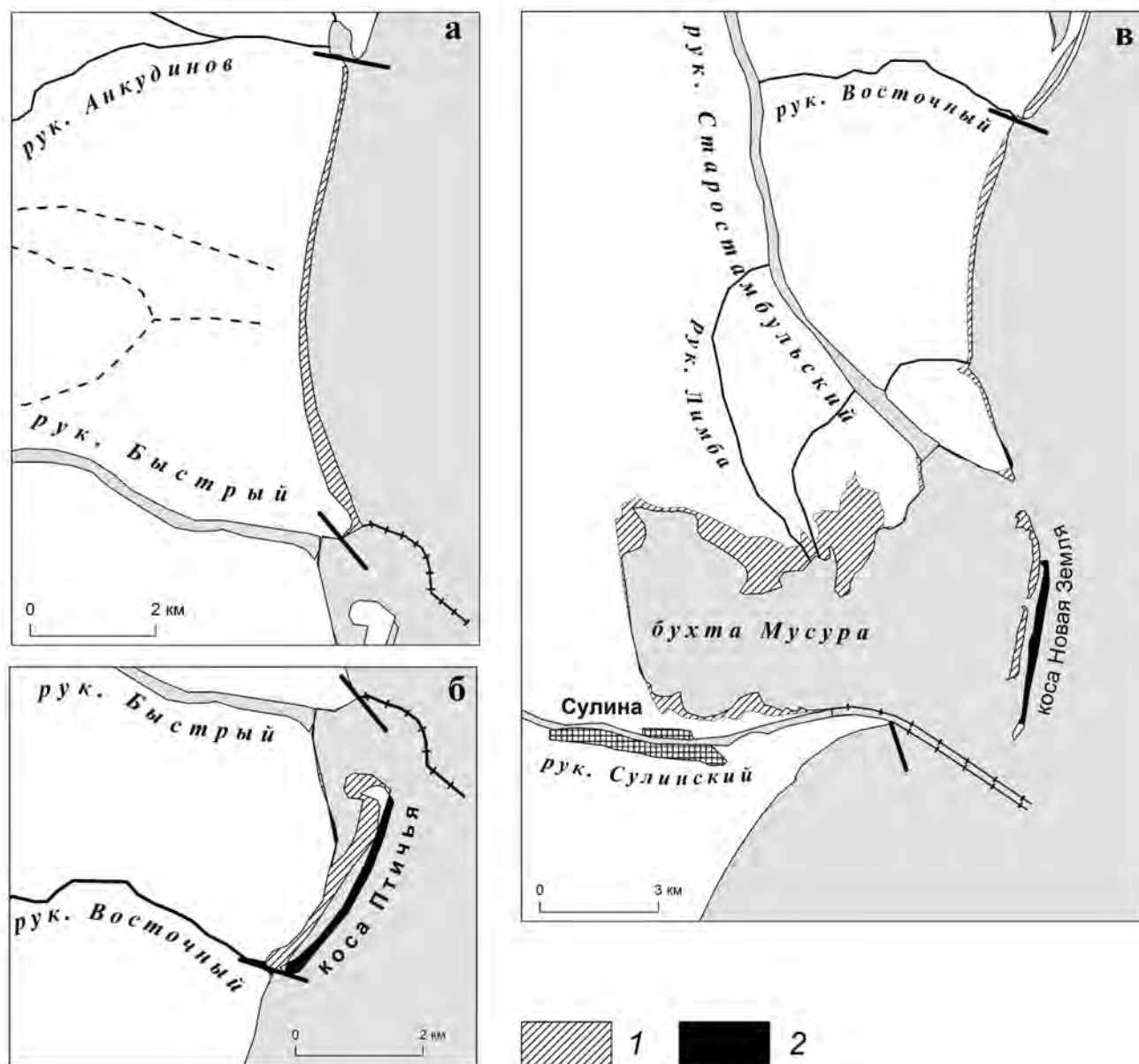


Рисунок 3. Изменения МКД Дуная за 2002-2016 гг. на участках №3 (а), №4 (б) и №5 (в)

блокировка этого рукава с морской стороны.

Участок №5 охватывает пространство от устья рукава Восточный до молов в устье Сулинского рукава, ограждающих судоходный канал через БЗ (рис. 3в). На этом участке выходит в море крупный Старостамбульский рукав. В северной части участка МКД ровный, слегка вогнутый, песчаный; в южной части — низменный, сильно заболоченный. К северу от устья Старостам-

бульского рукава до 2002 г. МКД находился в относительно стабильном состоянии. Наносы из Старостамбульского рукава выносятся далеко в море вдоль молов и в формировании МКД на участке практически не участвуют. Преобладание аккумулятивных процессов на участке №5 объясняется перехватом баром в устье Старостамбульского рукава и сулинскими молами большей части берегового потока наносов в БЗ с севера.

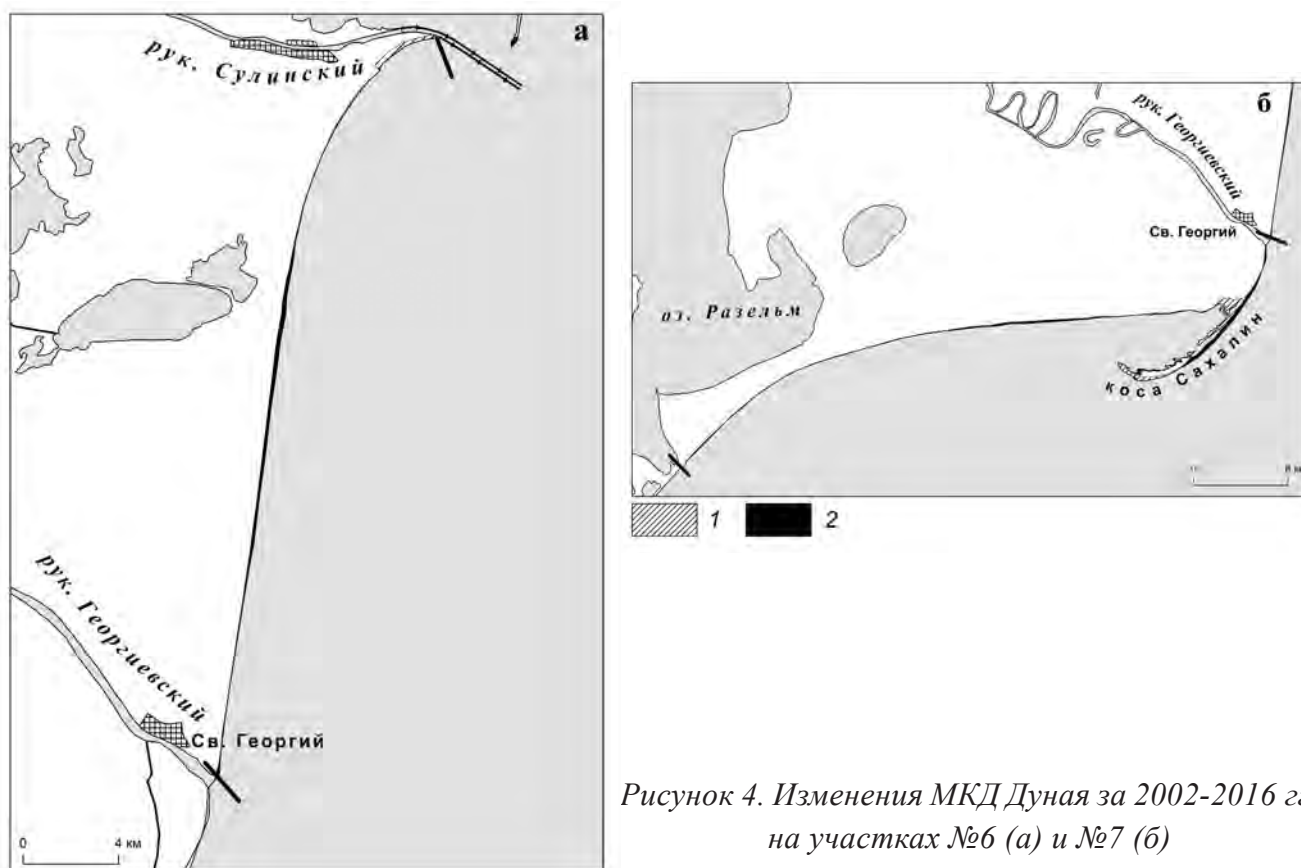


Рисунок 4. Изменения МКД Дуная за 2002-2016 гг. на участках №6 (а) и №7 (б)

Участок №6 охватывает часть румынского побережья дельты Дуная между устьями Сулинского рукава (сулинскими молами) и Георгиевского рукава (рис. 4а). На этом участке МКД ровный, низменный, слегка вогнутый в своей северной части. Вдоль побережья тянется песчаный пляж. Участок №6 оказался единственным на МКД Дуная, где преобладает сильный размыв. Это объясняется тем, что поток наносов с севера практически отсутствует (перехватывается сулинскими молами), а наносы Георгиевского рукава сюда не поступают.

Участок №7 простирается от устья Георгиевского рукава до пролива Портица, соединяющего лагунный комплекс с морем (рис. 4б). МКД на участке №7 ровный, слабоогнутый и низменный. Вдоль побережья тянется песчаный пляж. Основные многолетние изменения БЗ на участке №7 связаны

с возникновением и смещением косы Сахалин. В последней декаде XIX в., после крупных половодий, в устье Георгиевского рукава образовался обширный бар. Его волновой размыв привел к возникновению ориентированной на юг отмели. В 1897 г. она вышла на поверхность. В прибрежной зоне возникла вытянутая вдоль берега песчаная коса. В первой половине XX в. коса Сахалин постоянно удлинялась в юго-западном направлении и под воздействием волнения смещалась к берегу, а в конце 1970-х гг. в своей северной части примкнула к нему и изогнулась к западу, отделив от моря длинную лагуну.

Выводы. Современная тенденция в изменениях БЗ дельты Дуная состоит в выдвигании МКД севернее устьев больших рукавов и отступании южнее малых рукавов. За период исследований с 2002 по 2016 г.

(табл. 1) по всей дельте Дуная прирост суши составил 21,91 км² (1,56 км²/год), размыв — 10,31 км² (0,74 км²/год). В итоге вся дельта приросла на 11,6 км².

Литература

Гидрология дельты Дуная – М.: ГЕОС, 2004. – 448 с.

Михайлова, М.В., Кравцова, В.И., Морозов, В.Н. Многолетние изменения морского края дельты Дуная // Водные

ресурсы. – 2019. – Т. 46. – №5. – С. 474-484.

Dan, S., Stive, M.J.F., Walstra, D.-J.R., Panin, N. Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta // Marine Geology. – 2009. – 262. – P. 39-49.

Dan, S., Walstra, D.-J.R., Stive, M.J.F., Panin, N. Processes controlling the development of a river mouth spit // Marine Geology. – 2011. – 280. – P. 116-129.

СТРОЕНИЕ РЕЛЬЕФА И ДИНАМИКА ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ МАСС КРАЕВОЙ ЗОНЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДНИКА В БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Мороз Е.А.¹, Кохан А.В.², Зарайская Ю.А.¹, Сухих Е.А.¹, Соколов С.Ю.¹,
Разумовский А.А.¹

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, morozzea@gmail.com

²ООО «Сварог», Москва, Россия, kkkkk1987@mail.ru

Аннотация. Концепция оледенения арктического региона в настоящее время является предметом дискуссий. В наибольшей степени это касается акватории современных арктических морей, в частности акватории Баренцева моря. Концептуальный спор об оледенении шельфовых акваторий включает две теории. Сторонники сплошного оледенения шельфа (Swedsen et al, 2004) придерживаются точки зрения о том, что в эпоху последнего ледникового максимума территория Баренцевоморского шельфа практически полностью была под ледником. Также развита концепция умеренного оледенения шельфа (Величко, 1989, Павлидис и др, 2005) согласно которой ледниковые покровы характеризовались дробной, зачастую нестабильной структурой и продвигались отдельными фронтами-языками. При таком характере распространения ледниковых масс, их суммарная мощность была меньше, что предполагает наличие плавучих массивов льда и многолетних паковых льдов в краевых зонах оледенения. Наличие гляциальной морфологии в рельефе дна Баренцевоморского шельфа является установленным, что позволяет говорить о контакте ледниковых тел с поверхностью дна. Актуальным является вопрос выяснения интенсивности этого контакта и формирования представлений о движении ледовых масс. Целью исследования был анализ гляциальной морфологии на примере полигона в центральной части Печорского моря и выявления характера перемещения ледовых масс в этом районе. Для этого были использованы детальные батиметрические данные, полученные с помощью многолучевого эхолота в 38 и 41-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Был выполнен их морфометрический анализ и проведен комплексный анализ имеющихся опубликованных геолого-геофизических данных по району работ. В результате работы были выявлены формы гляциального генезиса позднеплейстоценового оледенения и

определены основные векторы движения ледниковых масс.

Ключевые слова: Печорское море, гляциальный рельеф, оледенение, многолучевой эхолот, сейсмоакустика

Введение. Полигон исследований располагается во внешней части отмелой аква-

тории центральной части Печорского моря (рис. 1), носящей название отмели Пахтусо-

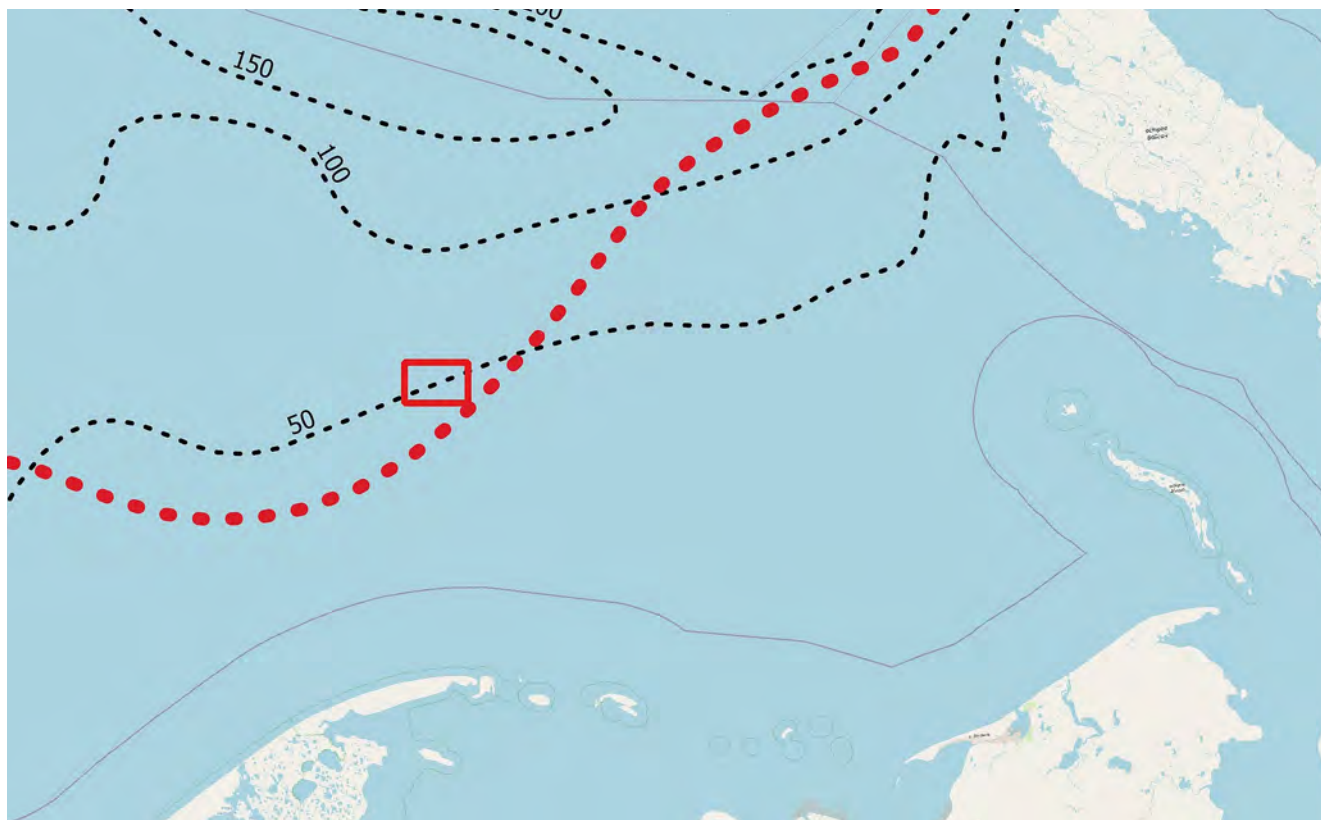


Рисунок 1. Обзорная схема района работ. Красным квадратом показано положение полигона. Красной пунктирной линией — южная граница позднеледниковой оледененности на шельфе Печорского моря по (Gatoulin et al., 2001)

ва. Она представляет собой абразионную и абразионно-аккумулятивную морскую равнину с глубинами от 0 до 50-60 м с сохранившейся субэвральской моделировкой и фрагментами позднеледниковой-голоценовых береговых форм (Viryukov, Ogorodov, 2005). В разрезе центральной части Печорского моря, согласно данным непрерывного сейсмопрофилирования и бурения, представлены следующие сеймостратиграфические комплексы: ССК I — голоценовый (морские осадки), ССК II — позднелед-

никовый (гляциоморские отложения), ССК III — верхневалдайский — максимум последнего оледенения (морены), ССК V — нижневалдайский (морена), ССК VII — московский (морена) (Эпштейн и др., 2019). Моренные отложения представлены суглинками с включением валунов и гравийно-галечного материала. Позднеледниковые отложения представлены ленточными глинами. Голоценовые морские осадки представлены различными литологическими разностями, в основном илистыми и песчаными.

Общая мощность четвертичного чехла невысокая и не превышает 25-50 м. С резким угловым несогласием (URU по (Solheim, Kristoffersen, 1984) четвертичные отложения перекрывают докайнозойские толщи. Согласно данным сейсмопрофилирования представленным в работе (Gattaulin et al., 2001) в районе работ непосредственно на докайнозойских отложениях залегают осадки ССК III мощностью до 10-20 м и мало-мощный фрагментарный чехол осадков ССК I (мощностью до 5-10 м, преимущественно первые метры). Вероятно наличие в этом районе и фрагментарных отложений ССКII, приуроченных к локальным впадинам. Непосредственно к югу от рассматриваемого полигона проходит так называемая линия о. Колгуев, которая маркирует южную максимальную границу распространения поздневалдайского ледникового массива (Gattaulin et al., 2001). Вдоль этой линии выклиниваются отложения ССК II и ССК III. Согласно сведениям о течениях района работ (Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1990) преобладающее направление течений в районе работ — СЗ-ЮВ.

Материалы и методы. Анализ батиметрии района исследований, используемой в работе, производился по имеющейся цифровой модели рельефа дна Печорского моря (Кошель и др., 2014) и материалам детальной многолучевой съемки, выполненной в рамках научных программ 38 и 41 рейсов НИС «Академик Николай Страхов». Многолучевая батиметрическая съемка производилась на эхолоте Reson Seabat 8111/7150 с частотой 100 кГц. Для изучения строения верхней части разреза использовался непараметрический профилограф Edgetech 3300 с модулируемым сигналом частотой 2-6 кГц и длительно-

стью импульса 40 мс. На основании полученной ЦМР и опубликованных данных о геологическом строении района исследований была выполнена комплексная интерпретация рельефа дна полигона.

Результаты. Глубина дна на полигоне изменяется от 41 до 60 м. В западной части полигона была обнаружена крупная положительная форма рельефа — А (рис.2), которая протягивается с севера на юг по азимуту 21°. Длина продольной оси поднятия около 6 км, а поперечной 2 км. Относительное превышение над прилегающими участками дна составляет 13 м. Наивысшая точка поднятия располагается на глубине 42 м. В структуре поднятия слабо выражены четыре гряды, ориентированные по азимуту около 10-17°, высотой от 1,5 до 5-7 м и шириной от 0,3-0,5 до 1-1,2 км. Вершинная поверхность и склоны поднятия осложнены наложенными грядовыми формами, ориентирующимися по азимуту 130-140°. Высота этих форм не превышает 1-1,5 м, ширина — 50-100 м, длина — 450-550 м. Они обладают асимметричным строением — их северо-восточный склон более крутой (до 12-15°) по сравнению с юго-западным (до 5°). Северная оконечность морфологически схожего поднятия — Б (рис. 2) располагается у южной границы полигона. В центральной части поднятия наблюдается морфология форм хаотической ориентировки типа «ячеистых песков» и может быть связана с формами течениявого транспорта наносов.

В восточной части полигона располагается поднятие — В (рис. 2) изометричной в плане формы диаметром около 5-5,5 км, высотой около 10-13 м. Вершинная поверхность поднятия осложнена грядами северного простирания, аналогичными по про-

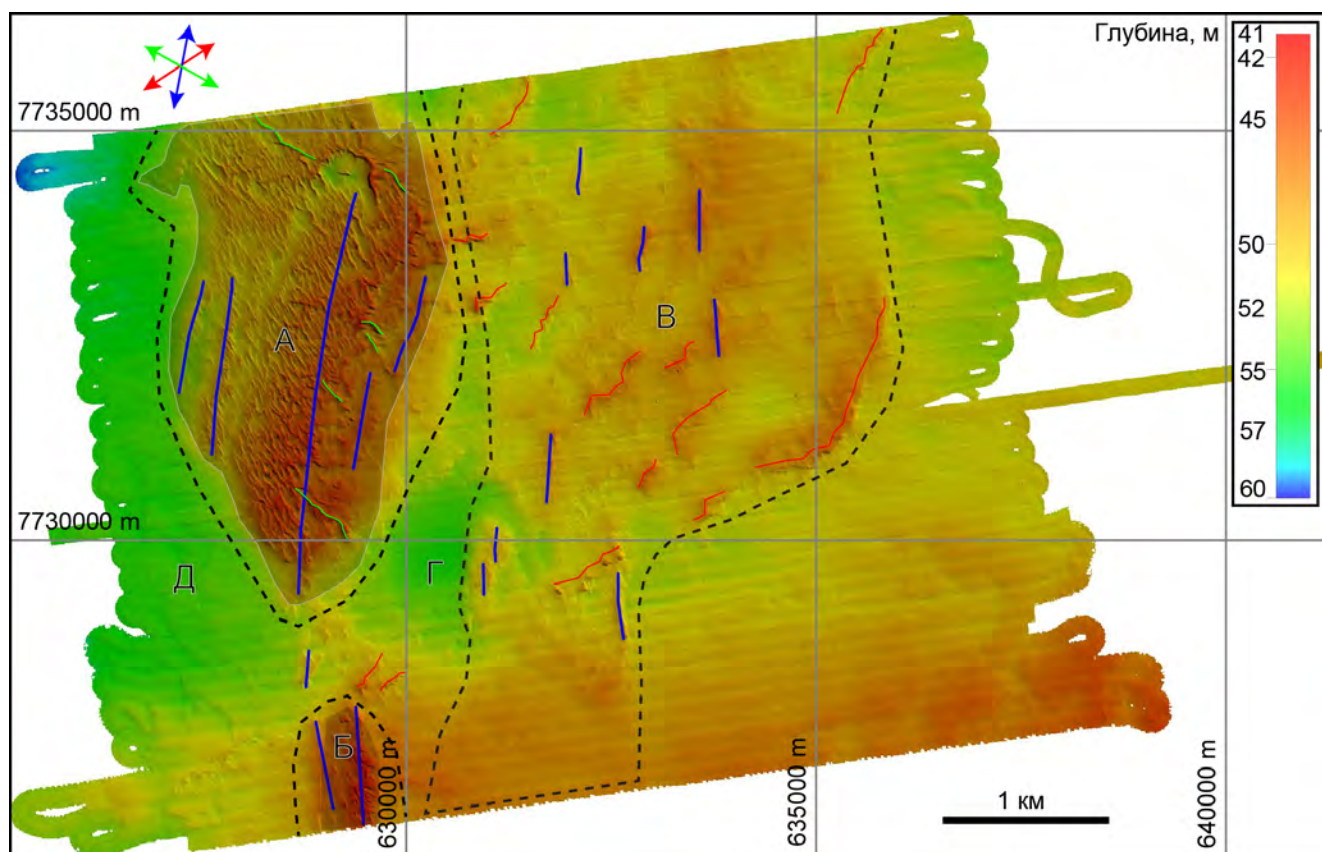


Рисунок 2. Рельеф дна и основные тренды развития грядовых форм гляциальной морфологии. Батиметрия по данным многолучевой съемки 38-41 рейсов НИС «Академик Николай Страхов».

стиранию грядам поднятий А и Б, а также гряда дуговидной и неправильной в плане формы с генеральным СВ-ЮЗ простиранием. Высота гряд не превышает 3-4 м, ширина — 500-600 м, длина — 1-2 км.

В центральной части и вдоль западной границы полигона располагаются понижения — Г, Д (рис. 2) с максимальными для полигона глубинами, достигающими 60 м, не осложненные грядовыми формами, которые могут быть интерпретированы как небольшие озерные формы, сформированные при таянии ледника.

Повсеместно на поверхности дна, за исключением участков поднятий, в рельефе дна отмечаются линейные экзарационные борозды, разделяющие невысокие (до

1,5 м), вытянутые положительные формы, схожие по облику с флютинг-моренами, ориентированные по азимуту 47°. В плане экзарационные борозды выражены фрагментарно, характеризуются глубиной вреза до 1 м и шириной до 50 м. Вероятно, что борозды частично перекрыты новейшими морскими осадками. Борозды не нарушают грядовые образования и, по-видимому, формировались синхронно с ними или же имеют более молодой возраст.

Таким образом, на полигоне прослеживается несколько генераций грядовых форм. Формы первого типа (синие линии, рис. 2) ориентируются в субмеридиональном направлении. Формы второго типа (красные линии, рис. 2) ориентируются преиму-

щественно в СВ-ЮЗ направлении. Формы третьего типа (наиболее крупные выделены зелеными линиями, рис. 2) ориентируются в СЗ-ЮВ направлении. Формы четвертого типа представлены линейной ледниковой штриховкой и флютинг-моренами, которые протягиваются четко в направлении СВ-ЮЗ.

Выводы:

1. По данным многолучевой батиметрии было установлено, что в краевой части позднеплейстоценового оледенения на шельфе Печорского моря развит сложно-построенный аккумулятивно-денудационный рельеф гляциальной морфологии, представленный конечно-моренными грядами различной ориентировки, флютинг-моренами и ледниковой штриховкой, а также осложняющими их формами меньшего порядка.

2. Существенные различия в ориентировке и моделировка грядовых форм указывает на разнонаправленный характер движения ледниковых масс и позволяет определить 2 вектора движения — СЗ-ЮВ, ЮЗ-СВ. Предполагается, что подобные особенности морфологии связаны с подвижкой одного из языков позднеплейстоценового ледника, имевшего сложную конфигурацию, на шельфе Печорского моря в фазу максимального развития оледенения.

3. Северо-западный тренд ассоциируется с продвижением и последующей деградацией ледниковых покровов со стороны архипелага Новая Земля или центральной части Баренцева моря. Юго-восточное направление может отражать как динамику локального выступа Баренцевоморского ледника со стороны о-ва Колгуев, так признаки внедрения ледниковых масс Балтийского щита.

4. Альтернативным является предположение о существовании узкого фронта лед-

ника СЗ-ЮВ ориентировки. При такой конфигурации, в процессе таяния, конечные моренные гряды могли формироваться, как перед фронтальной частью ледника, так и на его флангах, однако, при таком развитии событий неясным является форм ледниковой штриховки и флютингов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №18-35-20060 и №18-05-70040.

Литература

Величко, А.А., Фаустова, М.А. Реконструкции последнего позднеплейстоценового оледенения северного полушария (18-20 тыс. лет назад) // Доклады Академии наук СССР. – 1989. – Т. 309. – №6. – С. 1465-1468.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – 1990.

Кошель, С., Кошель, А., Ушакова, Л. Картографирование рельефа дна северных морей России с использованием цифровых моделей / Интер-Карто/ИнтерГИС-20: Устойчивое развитие территорий: картографо-геоинформационное обеспечение. Материалы международной конференции, Белгород, Харьков (Украина), Кигали (Руанда) и Найроби (Кения), 23 июля — 8 августа 2014 г. – Белгород: Издательство Константа, 2014. – С. 417-423.

Павлидис, Ю.А., Богданов, Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Тарасов Г.А. Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледниковья // Океанология. – 2005. – Т. 45. – №1. – С. 92-106.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Важнейшие особенности строения, литологического состава и мощности покрова четвертичных отложений в восточной части Баренцева моря // Доклады Академии

Наук. – 2019. – Т. 485. – №3. – С. 331-334.

Biryukov V.Yu., Ogorodov S.A. Seafloor morphology of the Pechora Sea (based on bathymetry) / Pechora Sea Environments: Past, Present, and Future. Edited by H.A. Bauch, Yu.A. Pavlidis, Ye.I. Polyakova, G.G. Matishov, N. Koc Ber. – Polarforsch. Meeresforsch. – 2005. – V. 501. – P. 85-90.

Gattaulin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // Global and Planetary Change. – 2001. – V. 31. – P. 453-474

Solheim A., Kristoffersen Y., 1984. The physical environment in the Western Barents Sea, 1:5,000,000. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history. – Norsk Polarinstitut, Skrifter 179B. – P. 1-26. – 11.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – P. 1229-1271.

ИССЛЕДОВАНИЯ ЛАБОРАТОРИИ МОРСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ КАФЕДРЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МГУ В 2005-2019 ГГ.

**Мысливец В.И., Сафьянов Г.А., Жиндарев Л.А., Бадюкова Е.Н.,
Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н.**

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
myslivets@yandex.ru*

Аннотация. За прошедшее время морские геоморфологи кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ вели работы на всех морях Европейской России и за ее пределами. Исследовались проблемы палеогеографии побережий, морфологии и динамики берегов, опасные и неблагоприятные процессы и явления, вопросы прогноза развития берегов, геоморфологии шельфа Крыма и Керченского пролива, морфологической структуры океана, физической географии Мирового океана, эволюции островов Курильской гряды и многие другие. Ретроспективный анализ этих работ показывает, что внимание исследователей было сосредоточено на наиболее важных проблемах морской и береговой геоморфологии.

Ключевые слова: Лаборатория, морская геоморфология, моря, Мировой океан, берега, шельф, опасные процессы, прогноз

Введение. В 2005-2019 г.г. сотрудники Лаборатории морской геоморфологии вели исследования в рамках госбюджетных тем «Теоретические проблемы геоморфологических и палеогеографических исследований», «Структура, динамика и эволюция рельефа суши, контактных зон и дна океана», «Динамика и эволюция рельефа и рельефообразующие процессы Земли», «Эво-

люция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования». Для поддержки конкретных направлений в рамках этих тем подавались заявки в РФФИ, и на полученные по выигранным проектам средства проводились полевые исследования и выполнялись аналитические работы. Всего коллективом было выиграно 28 заявок на работы по про-

ектам продолжительностью от одного года (редко) до, как правило, трех лет. Кроме того, выполнялись работы по мегагранту факультета по опасным явлениям в береговой зоне, а также несколько работ по контрактам других организаций.

Каспийское море. Особое место в работах лаборатории занимает Каспий. Это не только колыбель морских исследований кафедры, но и благодаря своим структурно-тектоническим и физико-географическим особенностям настоящий склад проблем. Именно Каспийскому морю посвящена последняя статья недавно ушедшего Заслуженного профессора МГУ Георгия Ивановича Рычагова, написанная в форме своеобразного наставления и включающая семь уроков. В них Г.И. Рычагов подводит итог своему полувековому изучению этого своенравного моря, делает основной вывод — при интерпретации любых данных обязательно надо учитывать реальную физико-географическую обстановку. И заканчивается публикация совершенно неожиданно для научной статьи — известной строкой: «Окончен труд, завещанный от бога, и летопись окончена моя!» Это — научное завещание.

Полевые исследования в бассейне Каспийского моря в течение последних полутора десятков лет были направлены на решение основных проблем геоморфологии и палеогеографии региона. Наконец-то исполнилась давняя мечта О.К. Леонтьева: наши ученые (А.А. Свиточ, сотрудник Научно-исследовательской лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, и Е.Н. Бадюкова) изучили иранское побережье Каспия. Выделены и закартированы типы берегов; в отличие от других участков, здесь развиты мощные пролюви-

альные шлейфы. Как показали исследования, о. Огурчинский, вероятнее всего — береговой бар дельтовой равнины Аму-Дарьи, впадавшей в Каспий совсем недавно — в средние века. Изучались изменения берегов при подъеме уровня; в частности, феномен Каспия — образование барьерно-лагунных систем и аккумулятивных отступающих берегов. Изучены условия образования бэровских бугров и шоколадных глин. Переоценивается роль Маныча в позднелайстоценовой истории Понто-Каспия. Исследования врезанных дельт позволяют предположить существование в Северном Прикаспии обширной лагуны. Разрабатывается новая схема событий хвалынского века (все перечисленные результаты получены в основном Е.Н. Бадюковой).

Балтийское море. На побережье Балтийского моря основное внимание группы сотрудников Лаборатории (Л.А. Жиндарев, С.А. Лукьянова, Е.Н. Бадюкова, Г.Д. Соловьева, Н.Н. Луговой) было направлено на изучение истории развития Вислинской и Куршской кос. Анализ современной литературы и фондовых материалов, полевые исследования с геоморфологическим картографированием, последующие лабораторные анализы отобранных образцов — все это позволило выявить генезис кос. Доказано, что в генетическом плане Куршская и Вислинская косы представляют собой аккумулятивные тела, сформировавшиеся на краю дельтовых равнин при подъеме уровня моря во время литориновой трансгрессии Балтики. Выявлено, что корневая часть Куршской косы, а также останцы, присутствующие в теле обеих кос, сложены флювиогляциальными или древнеаллювиальными отложениями.

Детальные полевые исследования на бе-

регах Польши, Литвы, Латвии и Финского залива показали, что и там аналогичные лагунно-барьерные системы занимают значительную часть аккумулятивных берегов. Результаты полевых исследований косы Хель (Польша) позволили утверждать, что значительная ее часть также является баром, отгородившим лагуну Пуцк, и только юго-восточная часть представляет собой свободную аккумулятивную форму, т.е. косу.

Составлены детальные карты динамики морских и лагунных берегов Куршской косы, выявлены участки, наиболее подверженные опасности размыва. Наибольшая скорость отступления береговой линии зафиксирована на лагунных берегах Куршского и Вислинского заливов. Изучался механизм образования береговых фестонов; выявлено, что на лагунных берегах они формировались строго при определенном наборе факторов — изменении уровня, спокойной гидродинамической обстановке, пологом подводном склоне, сложенном глинистым материалом. Особое внимание было уделено эоловым процессам и формам. Выстроен генетический ряд эоловых форм от пляжа вглубь суши — эоловые косички, авандюна, дюнный вал, параболические дюны, форма, традиционно именуемая «пальве», дюнные гряды первой и второй генерации. Выявлено, что фрагменты дюнного вала второй генерации сохранились только на мысах в заливе. Показано, что т.н. пальве представляет собой регрессивную террасу, на которой при понижении уровня моря в тыловой части пляжа последовательно формировались серии авандюн. Сравнение старых немецких карт и последних картографических материалов позволило вычислить скорость перемещения эолового материала в сторону Куршского залива.

Результаты исследований опубликованы более чем в 20 статьях, доложены на 18 российских и зарубежных конференциях.

Белое море. Значительных результатов добились сотрудники Лаборатории, а также работавшие с ними специалисты кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ и других организаций на Белом море. В Кандакшском заливе вопреки существующим представлениям о дефиците наносов выявлена мощная толща осадков. Установлен единый цикл последовательной смены генетических типов отложений — ледниковых, ледниково-морских и типично морских, позволяющих реконструировать соответствующие обстановки — оледенение дегляциация, морской режим (Е.Г. Маев, Г.А. Сафьянов, В.В. Фроль, А.С. Зверев). Г.А. Сафьяновым (совместно с Г.Д. Соловьевой) выполнена типизация рельефа берегов и дна Белого моря; целый ряд работ этого автора посвящен факторам вещественной дифференциации отложений пляжа и осушек моря. С минералогической дифференциацией продуктов разрушения древних кристаллических щитов в процессе переноса связано образование радиоактивных «черных» песков на пляжах Кольского полуострова. До исследований Г.А. Сафьянова это чрезвычайно опасное явление на берегах Белого моря не было известно. Их обнаружение в регионе и описание надо считать важнейшим научным и прикладным открытием.

Исследования Т.Ю. Репкиной были посвящены морфолитогенезу береговой зоны арктических и дальневосточных морей; основным объектом исследований было побережье Белого моря. За 2009-2020 г.г. полевые работы проведены совместно с Ф.А. Романенко, Н.Н. Луговым, Н.В. Шев-

ченко, а также сотрудниками ГИН РАН и ИГРАН, на берегах Кандалакшского, Онежского и Двинского заливов и пролива Горла. Исследования современного морфолитогенеза были направлены на оценку объемов перемещения наносов под действием волновых и неволновых (тектонических и гляциоизостатических движений, припайных льдов, приливов, биоты) на берегах разных генетических типов. На Карельском берегу Белого моря организованы стационарные наблюдения за динамикой фиардово-шхерных берегов. Дана количественная оценка вклада припайных льдов и биоты в морфолитогенез береговой зоны. Получены данные о сезонной изменчивости этих процессов. На Летнем берегу Белого моря (совместно с Г.А. Сафьяновым) установлено, что перераспределение наносов и морфодинамика берегов Унской губы определяются направлением потоков волновой энергии, высокими нагонами и действием приливно-отливных течений; при этом важнейшую роль играет сила Кориолиса, отклоняющая течения. Морфодинамика берегов в голоцене реконструирована по данным полевого геоморфологического картографирования, дешифрирования космических снимков, радиоизотопного датирования и диатомового анализа отложений прибрежных террас на 6 участках восточного побережья Белого моря. Установлены закономерности трансформации гляциального рельефа в береговой зоне в зависимости от динамики относительного уровня моря, волнового климата, а также исходного расчленения побережья и состава отложений ледникового комплекса. Рассматривались также проблемы антропогенного морфогенеза в береговой зоне и на побережье.

Азовское море. Большой объем работ

выполнен в Азовском море. Е.Г. Маевым, В.И. Мысливцом и А.С. Зверевым проведены сейсмоакустические исследования в Таганрогском заливе; выявлена позднеголоценовая поверхность несогласия, сформированная во время фанагорийской регрессии при значительном осушении морского дна. На северном побережье совместно с сотрудником кафедры радиохимии МГУ Г.Б. Рязанцевым изучены радиоактивные пески, аналогичные таковым Белого моря, и установлена связь степени радиоактивности с морфолитодинамическими береговыми процессами. В.И. Мысливцом и Л.М. Шипиловой составлен (совместно с О.В. Ивлиевой и Л.А. Беспаловой) прогноз развития северного побережья Таганрогского залива. Выявлены особенности происхождения и морфодинамики берегов Сивашской лагуны, условий образования дельты Генического пролива. Охарактеризованы процессы образования метана в илах Азовского моря; совместно с коллегами-химиками показана целесообразность использования биогаза и его конкурентоспособность по сравнению с трубопроводным газом.

Изучено строение толщи рыхлых отложений на берегах и дне Керченского пролива (В.И. Мысливец, А.С. Зверев, сотрудник Лаборатории новейших отложений А.В. Поротов), реконструированы страницы его истории в голоцене. Изучен рельеф дна Севастопольской бухты и прилегающего шельфа. Эти работы получили продолжение в виде исследований процессов заполнения переуглубленных приустьевых участков долин в ходе послеледниковой трансгрессии Черного моря.

Черное море. Собственно с Черным морем связаны исследования подводных каньонов в районе побережья Сочи и Име-

ретинской низменности (Г.А. Сафьянов), берегов Крыма (В.И. Мысливец, Е.И. Игнатов, С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева), шельфа Восточного и Западного Крыма (В.И. Мысливец совместно с А.В. Поротовым и коллегами из Лаборатории эрозии почв и русловых процессов и Института океанологии РАН).

Полевые работы проводились и за пределами Европейской России — в Западной и Восточной Арктике, на островах Северной Земли, на Курилах — о. Матуа (Н.Н. Луговой), берегах Берингова моря (Т.Ю. Репкина).

Своего рода промежуточный итог региональных работ сотрудников лаборатории подводит большая, в двух частях, статья, посвященная проблемам прогноза развития морских берегов Европейской России. В ней охарактеризованы морфогенетические типы и динамика берегов Белого, Балтийского, Каспийского, Азовского, Черного морей и сформулированы принципы прогноза их развития.

Мировой океан. Продолжались исследования Мирового океана. В.В. Фроль (совместно с А.В. Розовой и Ю.А. Зарайской) продолжил выяснение морфоструктурных особенностей хребтов Срединно-Атлантического и Рейкьянес; Г.А. Сафьянов и С.А. Лукьянова выполнили обзор морфоструктуры, а В.И. Мысливец — характеристику морфологической структуры Мирового океана.

Поскольку Мировой океан занимает большую часть поверхности планеты, любые значительные изменения, происходящие с ним, неизбежно будут иметь всеобщее значение. Поэтому связанные между собой проблемы происхождения материков и океанов, изменения их внешнего облика,

конфигурации, взаиморасположения, относительной высоты влияют на решение вопросов происхождения жизни на Земле и ее дальнейшего существования, выделения человека из состава животного мира, образования и развития различных типов человеческой цивилизации и даже эволюции системы Земля — Луна. По-новому оценивается значение рельефа для эволюции природы Земли на протяжении всей истории существования планеты. Исследования в этом направлении проводит В.И. Мысливец. Важность таких работ подтверждается тем обстоятельством, что они поддерживаются Российским фондом фундаментальных исследований.

Методическая работа. Методологический характер имеет последняя статья Г.И. Рычагова. Ряд работ сотрудников посвящен методическим вопросам, в частности, разработке цифровых моделей рельефа (Г.А. Сафьянов, Т.Ю. Репкина, В.В. Фроль), созданию баз геоакустических данных (В.В. Фроль), проблемам системного подхода к изучению берегов (Г.А. Сафьянов, Е.И. Игнатов). Большое внимание уделялось экологическим аспектам морской геоморфологии (Г.А. Сафьянов, Е.И. Игнатов, В.И. Мысливец) и картографированию берегов Российской Арктики.

Монографии. Особое место среди научных работ сотрудников Лаборатории занимают крупные научные обобщения, оформленные в виде монографий. Среди них — изданная в США книга, посвященная геоморфологии Арктического шельфа, Экологический атлас России, Атлас устьевых областей рек арктического побережья России, Экологический атлас Черного и Азовского морей, ряд книг Е.И. Игнатова с сотрудниками (В.В. Фроль, М.Ю. Лохин, А.В.

Никифоров и другие), посвященных рельефу подводных возвышенностей Японского, Филиппинского, Южно-Китайского морей, цунамиопасным побережьям, анализу береговых морфосистем. Заслуживает внимания книга Г.А. Сафьянова, В.Л. Меньшикова и В.М. Пешкова «Подводные каньоны — их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана».

Отдельно надо сказать о книге Г.А. Сафьянова и В.Л. Лебедева «Физическая география Мирового океана» (М.: Издат. центр «Академия», 2014, 432 с.), представляющей собой второй том университетского учебника по физической географии материков и океанов. Со времени выхода учебника О.К. Леонтьева в 1982 г. прошло более 30 лет, и полученный за это время новый материал нашел отражение в книге, которая является не только учебником, но и научной монографией, излагающей определенную концепцию развития природы Мирового океана. Публикацией книги кафедра геоморфологии и палеогеографии МГУ подтверждает свои позиции в этой области.

Выводы. Этот краткий обзор показывает, что за прошедшие годы сотрудники Лаборатории морской геоморфологии внесли свой вклад в разработку региональных, теоретических и прикладных проблем изучения морских берегов и дна. Из приклад-

ных работ в наше время всеобщей коммерциализации хотелось бы еще раз обратить внимание на две перспективные разработки. Первая касается биогаза Азовского моря. В апреле 2020 г. пресс-релиз на эту тему получили 17 информационных агентств и Интернет-изданий, после чего последовали четыре интервью В.И. Мысливца в электронных СМИ (Вести-Крым, Донская телерадиокомпания и др.) и публикация двух заказных статей (приложение к «Независимой газете» «НГ-Энергия» и журнал «Вести в электроэнергетике»). Вторая относится к радиоактивным пескам. Эти пески были известны с 40-х годов прошлого века на Азовском море, обнаружены на Белом море и, по литературным данным, присутствуют на Латвийском побережье Балтийского моря. Предварительное обследование пляжей Финского залива и Калининградской области, предпринятое специалистами Лаборатории (С.А. Лукьянова), не выявило участков с радиоактивным заражением. Это не означает, что их там не может быть вообще; вопрос этот требует дополнительного изучения.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

НИЗКИЕ МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ И ПРИЧИНЫ ОТКЛОНЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕНИЯХ ИХ ВОЗРАСТА

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

Аннотация. Профессиональные береговые геоморфологические исследования Мурманского побережья ведут начало с работ В.П. Зенковича (1937). Главное внимание теперь уделяется изучению морских террас, их высоты, возраста, строения, истории развития с выражением в виде эпейрогенического спектра. Высота одновозрастных террас, в общем, полого

снижается к В на Западном Мурмане и почти неизменна на Восточном Мурмане. В текущем столетии появилась возможность, переросшая в необходимость, учитывать два дополнительных природных фактора в развитии побережья — геодинамический (сейсмогеодинамический) и гидродинамический, конкретно — мощные землетрясения и порождаемые ими сильные цунами. Выявлено до 8 участков проявления цунами в интервале от 7 тыс. л. до 1772 г. Трудami многих групп исследователей установлено возникновение в голоцене на Мурманском побережье (сейсмогенной зоне высшего порядка) очагов разрушительных землетрясений, большей частью датированных, вертикальными смещениями, остаточными эффектами в морских отложениях. Они распространяются и в телах, и на поверхности террас разного возраста, локально меняя диспозицию террасовых тел и поверхностей в трехмерном пространстве. Установлено, что не всегда и не везде в разрезах бассейновых отложений сохраняется нормальная последовательность накопления слоев — от древних к молодым. Появляются, чаще небольшой толщины (мм, см, реже толще), горизонты резко отличные по крупности и свойствам, отмытые и/или смешанные по составу пропластки «эрратического» материала и нарушений биостратиграфических характеристик. Хроностратиграфия оказывается реверсивной, и это, замеченное или пропущенное (у палеогеографов обычно), обстоятельство «путает карты». В статье рассмотрены аномальные участки и приводятся альтернативные решения.

Ключевые слова: морские террасы, голоцен, высотно-возрастные соотношения, аномалии в спектре террас, нарушения хроностратиграфии, сильные землетрясения, сильные цунами, Мурманское побережье, Мурманская сейсмогенная зона

Введение. Мурманский берег как южное ограничение Баренцева моря представляет полосу ЗСЗ-ВЮВ протяжения на 500 км. Берега, в основном скальные, сложены архейскими породами, сильно расчленены, так что морские аккумулятивные террасы располагаются в заливах, в устьях рек. Подробное изучение террас на различных участках Мурманского побережья, с измерениями высот теодолитом, изучением слагающих отложений и их корреляции выполнено группой Б.И. Кошечкина (Кошечкин и др., 1971). Спектр террас, однако, тогда составлен не был, радиоуглеродные датировки органики оставались единичными. Возраст уровней определялся поинтервально на основе находок неолитических стоянок и путем соотношения с известными трансгрессиями тапес, тривия, мия. Надежных эпейрогенических спектров молодых террас побережья до сих пор нет, и

радиоуглеродные датировки террас все еще малочисленны. Поэтому исследователи, при общей согласованности высот и возраста террас с общим пологим наклоном к В на Западном Мурмане, и почти неизменной высоте на Восточном Мурмане, сталкиваются с неясностями и несогласованием. Объяснения находятся не всегда.

Ситуация изменилась недавно, когда на Мурманском побережье разными исследователями при палеосейсмогеологических исследованиях обнаружили мощные скальные сейсмодетформации (Верзилин, Бобков, 2009, Никонов, Николаева, Шварев, 2015 и др.). Они датировались в интервале 9-3 тыс. л.н., сила событий определялась до IX баллов. Недавно стали выявляться и признаки сильных цунами в течение голоцена. Теперь ясно: Мурманское побережье — это отчетливо выделяющаяся сейсмическая зона, если принимать во вни-

мание ее активность за столетия и тысячелетия. Так возникла возможность, а в ряде случаев и необходимость, поднять и рассмотреть в новом ракурсе прежние наблюдения и материалы с точки зрения интерпретации генезиса редких экстремальных событий на фоне установленных постепенных природных изменений.

Западный Мурман. Айновы острова. На Западном Мурмане, в районе Айновых островов и устья р. Печенга, мощное землетрясение и сильное цунами выявляются по преданиям и признакам геологическим. По преданию живших в устье р. Печенга лопарей на их глазах внезапно возникло сильное землетрясение и с возвышения они видели, как скальные блоки в заливе уходили под воду. А к северу вдали они наблюдали как острова, потом названные Айновыми, раскололись и «плыли» по океану. Мираж интерпретируется как абберрация резкого вздутия и перемещения вздыбленной водной массы, как цунами. На Большом Айновом острове, представляющем ровную террасу высотой всего несколько м н.у.м., в нескольких км от берегов острова, с начала XX в. известно скопление китовых костей, торчащих из-под мощного мохового покрова, частью погруженных в плотную почву и нанос. Наиболее вероятен принос сюда туши кита в древности. По ссылке лопарей-сказителей на поколения предков-очевидцев время экстремальных событий определяется XIV веком (± 150 лет). На С-З Рыбачьего п-ова, в бухте Лауш, по наклонной россыпи ракуши между 1-й и 2-й террасами и навалу плавника на высоте 6-7 м н.у.м., по дате 730 ± 50 лет [ЛЕ-847] (Кошечкин и др., 1971) время цунами определяется 1170-1270 гг.

Центральный Мурман. Бухта Дальне-

зеленецкая. В течение почти всего XX века определения возраста террас (времени выходя террасовых уровней из-под воздействия морских вод) определялось преимущественно по векам по типологии орудий на стоянках каменного века, которые, принималось, располагались на 1-2 м над уровнем регулярного прилива. В отсутствие ^{14}C датировок точность оценок не превышала тысячелетий. К тому же не учитывалась длительность обитания на каждой стоянке. ^{14}C датировки до сих пор появляются единично и, к тому же, геоморфологами не полностью используются. В самое последнее время, с обнаружением вслед за сильными землетрясениями редких, но сильных цунами, стало ясно, что и спустя тысячелетия, на каждом уровне, куда достигали мощные заплески цунами, возникали резкие изменения стратиграфии и частично высот — срезались местные и накапливались эрративные более молодые осадки. Биогеографы, палеогеографы, археологи и геоморфологи понятия об этом экстремальном факторе не знали и учитывать его не могли, даже сталкиваясь с несогласованиями и противоречивостью данных, как например, появление в нормальных разрезах горизонтов с неестественными, смешанными спектрами пыльцы и спор, панцирей диатомовых.

Так произошло с датировкой морской террасы фактической высотой 10-11 м в бухте Дальнезеленецкой, в 40 км восточнее пос. Териберка, где морские слоистые глины и пески оказались «бронированы» полуметровым горизонтом галечника и россыпью ракушечника толщиной в 0,1-0,2 м и песком, в верхней части обожженным, и с рассеянными орудиями эпохи раннего металла (Дибнер, 1960). В то время бронированный галечник и пласт ракушняка не могли

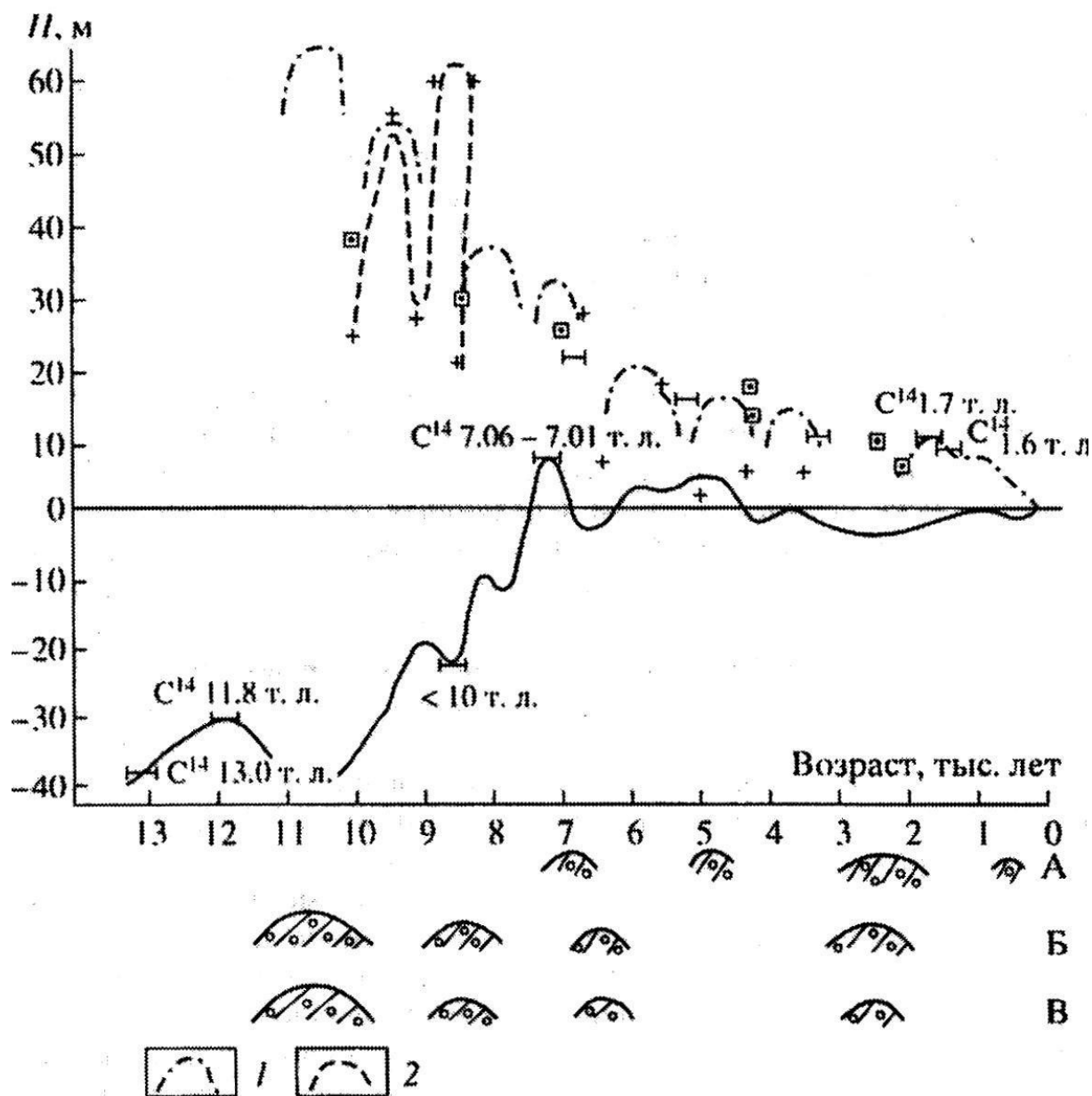


Рисунок 1. График современного положения голоценовых береговых линий в Дальнезеленецком районе в сопоставлении с некоторыми палеогеографическими событиями в Арктическом регионе. Современное положение голоценовых уровней моря: 1 — в Дальнезеленецком районе (по И.Г. Авенариус), 2 — то же по Б.И. Кошечкину (1979). (Авенариус, 2008).

быть распознаны как типичные отложения цунами на поверхности, существовавшей ранее, но не заселенной площадке террасы. Возраст террасы был определен в 2,5-2 тыс. л.н., но фактически она древнее и коррелятна хорошо теперь датированной 10-11 м

террасе в бухте Оленьей Кольского залива — 3,5 тыс. л.н.

Участок расположен в глубине берега, в скалистой бухте Большие Чевры, терраса высотой 8 м н.у.м. обрамлена валом до 2-х м высотой, среди валунов которого лежала

кость кита, «покрытая мхами и лишайниками». Датировка кости ^{14}C 1620 ± 40 [ГИН-7281], 1445 ± 22 , 1522 ± 22 л.н. кал. (Авенариус и др., 1995). Возраст террасы принят по дате кости кита на береговом валу высотой над ней до 2-х метров (рис. 1), что не соответствовало известному спектру морских террас и означало признать скорость поднятия материка над уровнем океана в этот период $V > 5$ мм/год, что нереально. Все литологические изменения в разрезах голоцена на Дальнезеленецком участке И.Г. Авенариус отнесла к климатическим изменениям и на этом основании выводила крупные регрессии и трансгрессии (рис. 1), при отсутствии таковых в Мировом океане.

Другие возможные причины и объяснения не рассматривались, как не рассматривалась и возможность внезапного изменения спорово-пыльцевых спектров в разрезах за счет переотложения более древних накоплений, в том числе при кратковременных бурных возмущениях водной среды в заливах. На профилях послеледниковых террасовых уровней в среднем секторе Мурманского побережья Б.И. Кошечкина и И.И. Микляева терраса этой высоты относится ко времени бассейна тривия с возрастом около 3-х тыс. лет (рис. 2). Расхождение с этим выводом И.Г. Авенариус никак не объяснялось, поскольку других причин кратковременных изменений уровня моря не допускалось, да и механизм попадания кости на вал с валунами не рассматривался.

Автор изучил вопрос детально на основе конкретных признаков местонахождения и перебора возможных вариантов толкования отклонений (Никонов, 2019). Реалистичным признан вариант экстремального выброса массы валунов и кости кита мощным цунами на высоту 4-6 м на крутой уступ терра-

сы, где волна моментально сбросила скорость и силу и оставляла подхваченный снизу обломочный материал. Такой вывод согласуется с выявлением на том же участке «обрушений», расколов и «каменных хаосов», типичных скальных сейсмодетформаций и сейсмодислокаций (Авенариус, 2008, Верзилин, Бобков, 2009, Никонов, 2010 и др.), какие возникают при землетрясениях силой IX баллов. Поэтому, как и по фактическим данным, находка кости кита на 8-метровой террасе в Дальнезеленецкой бухте не может быть основанием для принятия возраста террасы.

Залив Качковка на Восточном Мурмане. Здесь на маленьком островке, у выхода залива в открытый океан, на 8-метровой террасе был обнаружен скелет огромного кита (Кошечкин, 1971, с. 184). Об условиях залегания скелета сообщено только, что изпод маломощного «покрова почвы выступали гигантские — каждый более полуметра в поперечнике — позвонки многометрового спинного хребта кита, его огромные ребра и громадные челюсти», Б.И. Кошечкин писал о «положении полного скелета млекопитающего в кровле отложений террасы» (Кошечкин, 1971, с. 184). Иными словами, скелет найден в «полупогребенном» состоянии. Одновременен формированию террасы выброс быть не мог, туша кита могла быть занесена только гораздо позже. Поверхность террасы как сухопутного элемента рельефа до накопления почвенного покрова, обязательно должна была моделироваться регулярными приливами, нередкими штормами, а также и речными паводками. При кости скелета обязательно должны были оказаться, как минимум, рассеяны по площади, если не окатаны и не фрагментированы. В условиях Восточного Мурма-

на с его сильнейшими ветрами, морозами, большой влажностью и частыми перепадами температур кости на воздухе, да и частично в почве, должны были разложиться и превратиться в труху за столетия. Поэтому соотносить находку со временем возникновения террасы, в зоне прилива, во время выброса на сушу тела кита, — это допущение почти невероятное. И штормом, даже на высоту нескольких метров, огромную тушу не могло забросить целиком, не расчленив, не разбросав на части и не раздробив скелет. Цельные туши морских животных, как и суда, и скопления бревен плавника далеко и высоко на берег способны выбрасывать только океанские волны — цунами. Можно попытаться приблизительно оценить высоту заплеска. При скорости поднятия Мурманского побережья на этом участке 1-1,5 мм/год величина поднятия 1 тыс. лет определяется в $1 \pm 0,8$ м. Добавив значения эвстатического подъема уровня океана, получим 2,0-2,5 м. Чтобы шторм выбросил цельную тушу кита на высоту 5,5-6 м невероятно. Цунами с высотой заплеска 5-6 м на берегу океана возможно.

Цунами 1772 г в Кольском заливе. Наиболее молодым из известных на Мурмане цунами стало событие 18.02.1772 г., остававшееся специалистам неизвестным. В опубликованных в свое время документах тогдашнего Архангельского губернатора сообщено о несильно землетрясении в г. Кола, после которого на соседний берег залива были выброшены две-три (пять?) туши китов (Никонов, 2020). У города Кола в скважине, на поверхности террасы высотой 1-1,5 м, вскрыт 0,5-метровый толщины галечник, наброшенный на илистый озерный (старичный) грунт. Сильное землетрясение возникло на Мурманском берегу

вблизи западного выхода Кольского залива в океан, а вызванное им цунами промчалось в югу через весь залив на 70 км.

Обобщение. В отличие от традиционных подходов и способов преодоления неясностей и противоречий, доступных исследователям XX века, в текущем столетии появилась возможность, переросшая в необходимость, учитывать два дополнительных природных фактора в развитии побережья — геодинамический и гидродинамический. Трудными многими группами исследователей из разных научных организаций, независимо и на современном уровне, с использованием ^{14}C датировок, установлено наличие во всех секторах Мурманского побережья, неоднократно в каждом в течение голоцена, очагов разрушительных землетрясений и цунами. При этом происходили расколы скальных пород, вертикальные смещения с остаточными эффектами, а также сейсмогравитационные нарушения. Они не могли не распространяться в телах и на поверхности террас разного возраста, вплоть до самых молодых, частично, локально, меняя диспозицию террасовых тел и поверхностей в трехмерном пространстве и нормальную хроностратиграфию. Учет редких, но на короткое время кардинально менявших условия в разных частях Мурманского побережья цунами — это основа альтернативных используемых объяснений.

Литература

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России — М.: Paulsen, 2008. — 186 с.

Авенариус И.Г., Алексеев В.В., Мысливец В.И., Сулержицкий Л.Д. Эколого-геоморфологические исследования Мур-

манского побережья в районе Дальних Зеленцов / Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии: материалы междунар. конф. «III Щукинские чтения». – М., 1995. – С. 207-208.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А. Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова / Геология, Геоэкология, эволюц. география. – СПб., 2009. – С. 20-25.

Дибнер В.Д. Новая неолитическая стоянка в районе Мурманской морской биол. станции // Информационный бюлл. Ин-та геологии Арктики. – 1960. – Вып. 21. – С. 11-12.

Кошечкин Б.И. Дым Сариилы – Мурманск, 1971. – 192 с.

Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережий Кольского полуострова. / Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова. – Л.: Наука, 1971.

Никонов А.А. Одна датировка 14С (И.Г. Авенариус, Л.Д. Сулержицкий) — Два экстремальных события: распознавание 30 лет спустя / Тезисы докладов всероссийской научной конференции (с международным уча-

стием) «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений», посвященной 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого. – М.: ИГ РАН — ГИН РАН, 2019. – С. 64.

Никонов А.А. Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите. Тектоника и геодинамика поясов и платформ фанерозоя / Материалы Тектонического совещания. Т. 2. – М., 2010. – С. 97-100.

Никонов А.А. Сильное землетрясение 1. II 1772 г. на Западном Мурмане (Кольский п-ов): исследование по письменным и фольклорным источникам. Третий выпуск по СПб, 2020. (В печати).

Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б. Мурманское побережье — крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки / Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны. Сб. научных трудов / Отв. ред. В.И. Павленко. – Архангельск, 2015. – С. 34-40.

МЕЗОРЕЛЬЕФ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Плетнев С.П.¹, Анохин В.М.^{2,3}, Седышева Т.Е.⁴

¹Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, pletnev@poi.dvo.ru

²Институт озераедения РАН, Санкт-Петербург, Россия, anokhin@yandex.ru

³Российский государственный педагогический университет имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, vldanokhin@yandex.ru

⁴ВНИИОкеанология, Санкт-Петербург, Россия, tatsed@mail.ru

Аннотация. По результатам батиметрической съемки многолучевым эхолотом подробно охарактеризован рельеф подводной цепи Магеллановых гор. Цепь протягивается с северо-запада на юго-восток от системы Марианских желобов и впадин до поднятия Маршалловых островов, пересекая Восточно-Марианскую котловину. Цепь состоит из островершинных гор и

гайотов. Гайоты преобладают по количеству и размерам. Показано, что по площади основания могут быть выделены относительно небольшие (менее 4 000 км²), средние (4 000-8 000 км²) и крупные (более 8 000 км²) горные сооружения. Рассмотрены морфологические особенности элементов мезорельефа гайотов. На основе анализа детальных батиметрических карт и фототелевизионного профилирования на поверхности гайотов Магеллановых гор установлены многочисленные конусы и купола. Их размер меняется от первых сотен метров до 10 км, а высоты от 30 до 750 м. Возрастные генерации вторичных вулканических мезоформ имеют временные интервалы: кампан-маастрихт, поздний палеоцен-эоцен и миоцен-плиоцен (?). Образование вулканических построек, скорее всего, обусловлено поздними фазами вулканической активности, связанными с дифференциацией магматических расплавов. В то же время, тектонический фактор их образования хорошо просматривается. Так на гайоте Альба миоценовые постройки на вершинном плато лежат на пересечениях субширотных, субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных линейных элементов.

Ключевые слова: гайоты, вулканические конуса и купола, Тихий океан

Введение. Наиболее общие представления о строении и происхождении подводных гор сформулированы достаточно давно (Менард, 1966), но полнота наших знаний об этих объектах остается весьма ограниченной. По мнению академика Ю.М. Пущаровского (Пущаровский, 2003), дальнейший прогресс в изучении геологии океана возможен только на базе проведения крупно- и среднemasштабного картирования его дна. Новым импульсом изучения подводных гор стало открытие на них месторождений кобальтоносных марганцевых корок с промышленными запасами полиметаллов. Силами ГНЦ «Южморгеология» с 2000 г. регулярно с борта НИС «Геленджик» выполнялись геолого-геофизические работы на всех крупных гайотах Магеллановых гор. Они включали батиметрическую съемку многолучевым эхолотом, что позволило нам расширить представления о рельефе этой подводной горной гряды. В этом сообщении хотелось бы сосредоточиться на более узком, но на наш взгляд, весьма важном аспекте — наличии на поверхности гайотов многочисленных конических и купо-

ловидных форм подводного рельефа. Наши работы позволили достаточно подробно рассмотреть особенности распределения этих осложняющих структур на гайотах Магеллановых гор, в то же время, полагая, что они характерны и для подводных гор в других районах Мирового океана.

Методы и материалы. С 2000 по 2018 гг. проведено 13 рейсов НИС «Геленджик», направленных на выявление перспектив кобальтоносного железомарганцевого оруденения, в ходе которых на всех гайотах Магеллановых гор и четырех гайотах сопредельного участка поднятия Маршалловых островов выполнена площадная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM12 S-120. В результате для каждого из гайотов получены кондиционные карты рельефа дна масштаба 1:200 000, а также карты амплитуд обратно рассеянного сигнала эхолота (сонарные изображения), теневые карты рельефа и карты уклонов дна, построенные на основе сеточных файлов с шагом 200x200 м. Комплексные работы, помимо батиметрии, включали следующие методы: геоакустическое, магнитное и

фототелевизионное профилирование дна. Сбор каменного материала осуществлялся скальными коробчатыми драгами и бурением неглубоких скважин погружной буровой установкой ГБУ1/40002 конструкции НПП «Севморгео». Совокупность полученных геологических данных позволила установить не только новые геоморфологические элементы мезорельефа гайотов, но и трактовать их же генезис.

Результаты и обсуждение. Все гайоты в той или иной степени осложнены различными мезоформами рельефа — отрогами, сателлитными постройками с диаметром основания до первых десятков километров, вулканическими конусами и куполами с диаметром основания в первые километры, террасами, уступами, гребнями, ложбинами и другими (Мельников и др., 2016.).

Из площадных мезоформ на поверхности гайотов наиболее широко развиты осложняющие вулканические постройки, представленные конусами и куполами. У первых развита пикообразная вершина, у вторых — вершина сглаженная, более пологая, чем склоны. Формы оснований и тех и других, чаще, округлые. Овальные и другие формы являются либо комбинацией нескольких построек, либо сочетанием этого основания со склоном. Поперечные размеры конусов и куполов изменяются в весьма широких пределах — от первых сотен метров до 10 км, однако, более чем у 80% построек поперечные размеры основания заключены в интервале 1,0-2,5 км, а площади — 1-6 км². Высоты таких конусов изменяются от 100 до 350 м, куполов — от 50 до 200 м. В то же время, у наиболее крупных конусов высота может достигать 550-650 м, а куполов — 300-400 м.

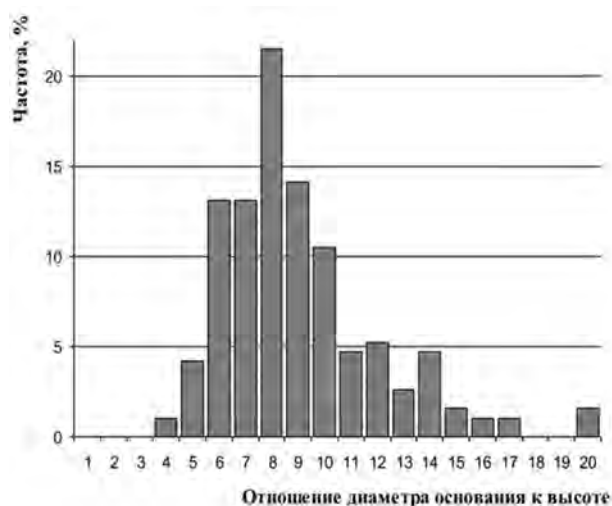


Рисунок 1. Гистограмма распределения значений отношения диаметров оснований вулканических построек на гайотах Магеллановых гор к их высоте

Вулканические постройки могут присутствовать на гайотах в большом количестве — несколько десятков и даже более сотни на гайоте. Чтобы иметь возможность сравнивать интенсивность развития подобных форм на подводных горах, мы применяем синтетический показатель, нормируя их количество на площадь постройки. Наиболее широко конусы и купола в западной части Магеллановых гор развиты на крупных гайотах Говорова и Коцебу — более 22 построек на 1 тыс. км², однако, самый высокий показатель — 24 постройки на 1 тыс. км² — зафиксирован на небольшом гайоте Геленджик в восточной части цепи (табл. 1). С другой стороны, выделяются гайоты, на которых подобные конусы и купола довольно редки и названный показатель составляет 1,5 (Грамберга), 3,1 (Ильичева), 3,8 (Затонского) построек на 1 тыс. км². Следует оговориться, что приводимые цифры соответствуют батиметрическим данным, полученным для

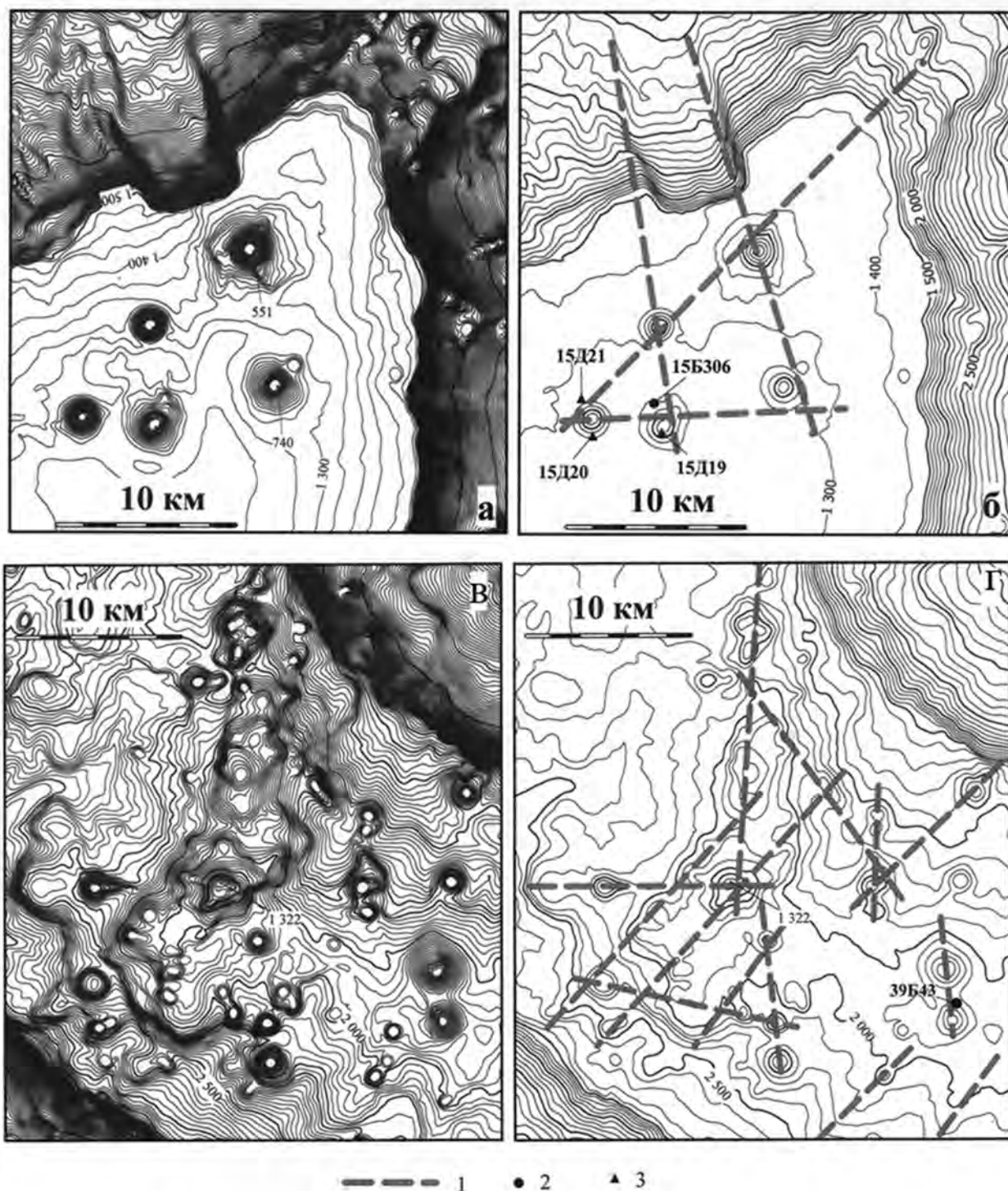


Рисунок 2. Вулканические постройки на вершинных плато гайота Альба (верхний ряд) и гайота Бутакова (нижний ряд): а, в — батиметрические схемы участков гайота Альба и Бутакова, изобаты проведены через 25 м, б, г — структурные интерпретации, изобаты проведены через 100 м. 1 — предполагаемое положение линеаментов, 2, 3 — станции опробования, на которых выполнено определение геологического возраста вулканокластических пород: 2 — скважины неглубокого бурения, 3 — станции драгирования.

карт масштаба 1:200 000. При проведении батиметрической съемки более крупного масштаба (1:50 000) на гайотах была выявлена еще большая интенсивность развития подобных форм. Речь не только о мелких формах, зафиксированных в результате увеличения масштаба исследований, но и об относительно крупных формах, поперечные размеры которых должны были бы выражаться на картах масштаба 1:200 000.

На тех гайотах, где вулканические постройки развиты широко, по поверхностям гайота они распространены неравномерно. Не смотря на некоторую общность морфологии вулканических построек, они дифференцированы по такому показателю как отношение диаметра основания и высоты постройки. На основе почти 200 замеров этого параметра на всех гайотах рассматриваемой цепи, построена гистограмма его распределения (рис. 1). Распределение близко к мономодальному, однако, в области больших значений отмечаются небольшие низкоамплитудные моды. Почти 66 % значений приходится на величины отношения диаметра основания к высоте от 6 до 10. Чуть более 5% — на величины 4-5, более 12% — на величины 11-13 и более 8% на величины 14-17. Три замера (1,5%) зафиксировано в области значений около 20, которые больше характерны для куполов.

Купола и конусы могут преобладать на склонах или поверхностях отрогов, но чаще они покрывают вершинные поверхности. Но и на вершинах особенности их распространения различны. Например, наиболее известная группа из пяти конусов локализована в первой четверти вершинного плато гайота Альба (Мельников и др., 2000). Крупнейший из них расположен ближе к

северо-восточному отрогу, имеет диаметр основания 5,1 км, а высоту около 750 м (рис. 2). Над ним зафиксирована и минимальная отметка над гайотом — 551 м. Уклоны поверхностей 15-30°. Другие конусы обладают округлым основанием, с диаметром 2,2-3,2 км и высотой 500- 580 м. Отношение высоты к диаметру основания изменяется от 1:4 у меньших построек до 1:6 у более крупных. Геологическое опробование поверхностей конусов не оставляет сомнения в их вулканическом происхождении, поскольку они сложены щелочными базальтоидами, их туфами и туффитами. Геологический возраст структур был определен как среднемиоценовый на основе К-Аг и биостратиграфического анализов (Мельников и др., 2000, 2007). Следует добавить, что конусы попарно расположены на продолжении сбросов — уступов, ограничивающих локализованный на северном склоне гайота радиальный грабен. Это, с одной стороны, позволяет предположить, что они образуют единую систему, а с другой — вероятно, и образование грабена можно датировать средним миоценом.

Иная ситуация в центральной части вершины гайота Бутакова (рис. 2). Здесь имеет место комбинация многочисленных построек различных форм и рангов, образующих своеобразный вал северо-восточного простирания. Постройки более низких рангов имеют эллипсовидные основания и более крупные размеры — до 10 км по наибольшей оси. По форме — это пологие купола высотой до 200-250 м. Крутизна склонов, в основном, не превышает 10-15°. Их вершинные поверхности от субгоризонтальных до слабополгих — 4-7°. В середине вала расположена относительно

сложная вулканическая постройка с центральным конусом и радиально расходящимися от него отрогами. Южнее постройки гряда имеет северо-восточное простирание, севернее — меняет на субмеридиональное. Постройки более высоких рангов осложняют постройки более низких. Среди них преобладают конусы с округлыми основаниями, диаметры которых достигают 3-4 км, а высоты — 500 м. Склоны конусов более крутые — до 15-25°. Общая протяженность вала достигает 25 км, а высота составляет 900-1100 м. Отношение высоты к диаметру основания для конусов, венчающих структуру, изменяется от 1:6,5 у небольших вулканов до 1:8,5 для наиболее крупных, включая тот, над которым зафиксирована минимальная отметка в южной части гайота (1322 м). Для структур более низких порядков уверено такие показатели определить невозможно.

Описываемая структура опробована относительно детально — здесь пробурено семь неглубоких скважин и проведено около 20 драгирований. Практически во всех случаях скважинами вскрыты вулканокластические породы — туфы различной размерности и туффиты, редко эдафогенные брекчии с вулканическим составом обломков. Драгами со склонов построек подняты еще и субщелочные базальты и трахибазальты.

Осложняющие вулканические постройки на поверхностях подводных гор раньше не привлекли серьезного внимания исследователей, хотя, они являются иллюстрацией стадийности вулканотектонических активизаций, проявленных в регионе. Лишь А. Копперсом с соавторами (Koppers et al., 1998) обсуждались постройки, разви-

тые в северо-восточной части плато гайота Альба. Авторы придерживаются гипотезы происхождения гайотов от горячей точки SOPITA, и происхождение осложняющих конусов было объяснено ими как результат прохождения гайота вместе с плитой над другой горячей точкой. Нам представляется, что такая концепция является слишком сложной. Более вероятна версия их происхождения как результат возобновления магматической деятельности в конце мела-кайнозое. На это указывает приуроченность вторичных вулканических построек к определенным возрастным интервалам на разных гайотах и сходство их морфологического облика в пределах одной возрастной генерации. Вулканические постройки, их группы и цепочки пространственно связаны с линейными формами рельефа — уступами, ложбинами, валами: взаимно продолжая и дополняя друг друга, они образуют линеаменты, простирающиеся не только на вершинах, но и на склонах гайотов.

Литература

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана — М.: Мир, 1966. — 272 с.

Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Э.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология // Тихоокеан. Геология. — 2000. — №5. — Т. 19.

Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А., Пунина Т.А., Седышева Т.Е., Худик В.Д., Захаров Ю.Д. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. — 2007. — Т. 26. — №3. — С. 65-74.

Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е. Вулканиче-

ские постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. – 2016. – Т. 35. – №6. – С. 46-53.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Земли. Т. 1. Тектоника и геодинамика – М.: Наука, 2003. – 350 с.

Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. – 1998. – V. 163. – P.53-68.

ПОБЕРЕЖЬЕ УНСКОЙ ГУБЫ БЕЛОГО МОРЯ: ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РЕЛЬЕФА И ЧЕЛОВЕКА

Репкина Т.Ю.¹, Беличенко А.Е.², Яковлева А.П.¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, t-repkina@ya.ru, aly8423@ya.ru

²Институт археологии РАН, Москва, Россия, alexbelichenko@yandex.ru

Аннотация. По данным полевых геоморфологических и археологических исследований, дешифрирования космических снимков, анализа топографических карт и исторических материалов выделены этапы освоения побережья Унской губы (Летний берег Белого моря), отличающиеся степенью влияния берегоформирующих процессов на стратегию размещения антропогенных объектов, а также видами и масштабом воздействия человека на прибрежный рельеф. Заселение побережья представителями Беломорской морской культуры позднего неолита — раннего металла началось ~6 тыс. л.н., на фоне стремительного роста береговых аккумулятивных форм и выдвигания берега. Стратегия заселения обеспечивала близость к морю, доступ к источникам пресной воды и рыбным ресурсам, и изменялась по мере усложнения рельефа. Следы деятельности первобытных людей представлены формами микрорельефа. Площадная трансформация рельефа началась в XVII веке. Участки антропогенного воздействия тяготеют к берегам Унской губы и связаны с жилой и промышленной застройкой, созданием причальных сооружений, прокладкой грунтовых дорог и мелиорацией. Площадь участков, измененных хозяйственной деятельностью, увеличивалась с начала XVII до конца XX вв.; а с 1990-х гг. до наших дней практически не изменилась. Под воздействием человека были созданы формы антропогенного микро- и мезорельефа, активизировались эоловые, эрозионные и береговые процессы. Наиболее уязвима к антропогенной нагрузке береговая зона. Динамическое влияние небольших причалов, выразившееся в активизация процессов размыва и аккумуляции, прослеживается на расстоянии в 2-20 раз превышающем протяженность сооружений. На восточном берегу губы это привело к необратимым изменениям береговой морфолитодинамической системы.

Ключевые слова: морские берега, морфодинамика, побережье, антропогенный рельеф, голоцен, историческое время, Белое море

Введение. Побережье Белого моря — один из наиболее освоенных районов Российской Арктики (Бредихин и др., 2020).

Значительная часть ареалов антропогенного прессинга тяготеет к аккумулятивным берегам и морским террасам. Особенности вза-

имодействия естественных процессов формирования таких берегов и антропогенных объектов на разных этапах освоения побережья Белого моря рассмотрены на примере Унской губы (рис. 1). Губа (залив) шириной 1-9 км вдаётся в Онежский полуостров на 30 км. В позднеледниковье-голоцене она была частью пролива между Онежским и Двинским заливами (Динамика..., 2002), что делало берега особо привлекательными для заселения представителями первобытных культур. В историческое время на берегах естественной гавани запечатлелись следы нескольких этапов освоения Прибеломорья: в начале XVII в. здесь был основан Пертоминский Спасо-Преображенский монастырь, ведший активную хозяйственную деятельность; в советское время основными хозяйствующими объектами на несколько десятилетий стали структуры пенитенциарной системы, а затем — рыбооловецкие и рыбоперерабатывающие предприятия. Виды и масштаб воздействия человека изменялись в пространстве и времени. Менялась и роль динамики рельефа в жизни и хозяйственной деятельности общества. Поэтому побережье Унской губы — удобный объект для изучения взаимодействия естественных и антропогенных факторов развития аккумулятивных берегов, в том числе — сохранности антропогенного и релаксации естественного рельефа после снятия антропогенной нагрузки.

Материалы и методы. Данные о строении и динамике естественного и антропогенного рельефа (рис. 2) получены путем полевого геоморфологического картографирования и дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения, доступных на открытых интернет-ресурсах. Положение береговой

линии (БЛ) в голоцене (рис. 1) восстановлено на основе опубликованных данных о радиоизотопном возрасте террас на 5 ключевых участках Онежского полуострова. Три из них расположены на побережье Унской губы — в ее вершине (Kemp et al., 2017), на западном (Репкина и др., 2019) и восточном (Baranskaya et al., 2018) берегах ее входного пролива (горла). При интерполяции высотных отметок БЛ между пунктами с известным возрастом террас учтены строение рельефа и четвертичных отложений (Государственная..., 2000). Положение и возраст археологических памятников (рис. 1) установлены или уточнены А.Е. Беличенко в ходе полевых исследований 1997-2019 гг.

Результаты и обсуждение. Рельеф естественного происхождения на побережье горла Унской губы представляет собой комплекс преимущественно аккумулятивных морских террас на абс. отметках до 10.5 м (рис. 2), формировавшихся на склонах конечно-моренных построек (абс. отметки до 30 м) последнего оледенения (Государственная..., 2000). Террасы образованы частично перевеянными песчаными береговыми валами и косами, нараставшими со стороны Двинского залива и Унской губы. На отметках 7.5-10.5 м они сформировались во время трансгрессии тапес (~8.5-5 кал. т.л.н.) при незначительных колебаниях относительного уровня моря; а на отметках 5-7.5 м — ~5-2.5 кал. т.л.н. при его понижении со скоростью ~1.3 мм/год; затем скорость относительного поднятия берега возросла до ~1.9 мм/год. В интервале ~6.4-2.5 кал. т.л.н. аккумулятивные формы быстро росли и перестраивались, отчленяя лагуны (Репкина и др., 2019), в том числе оз. Мураканское на западном (рис. 1) и безымянную лагуну, ныне занятую низин-

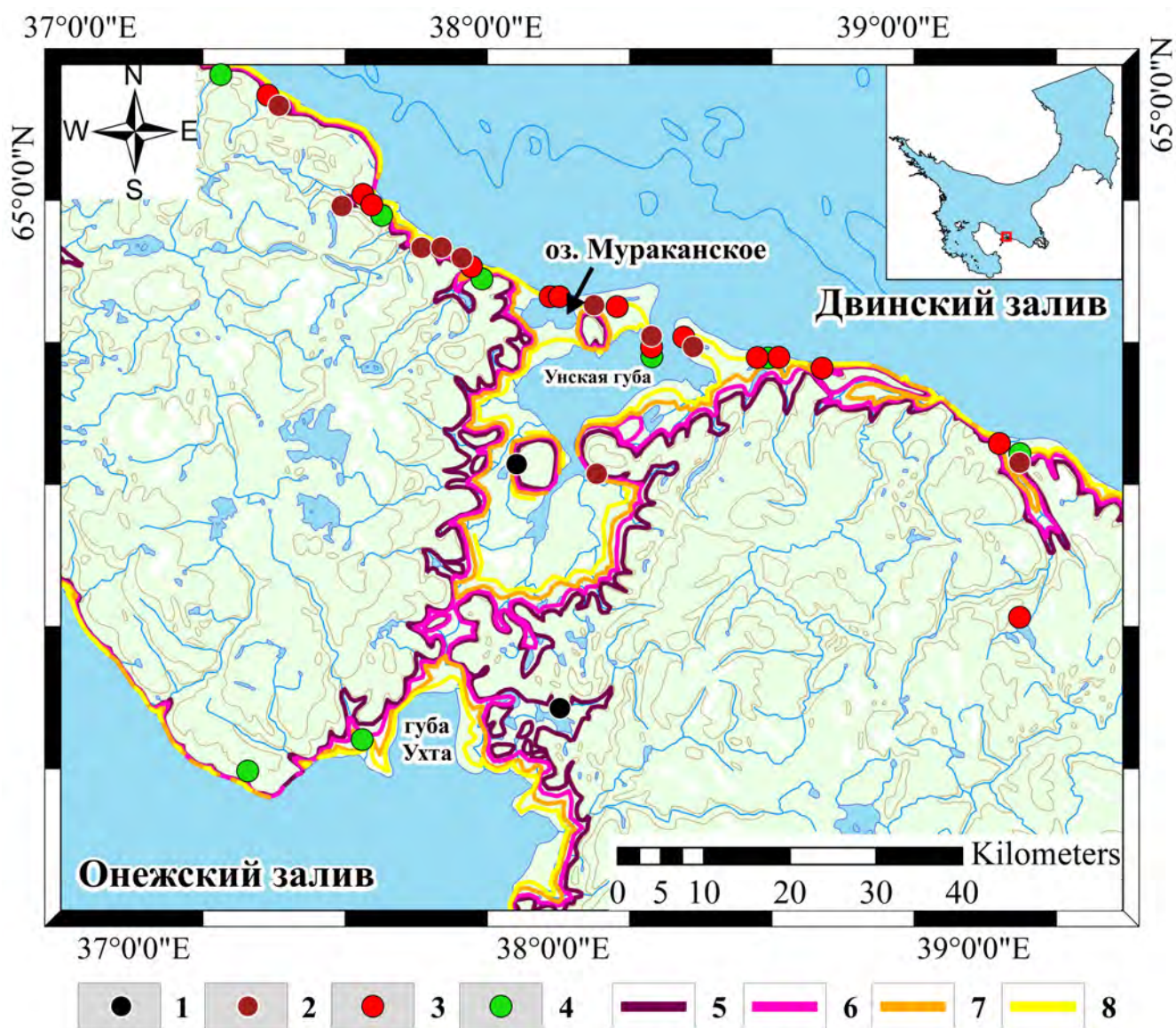


Рисунок 1. Положение древних береговых линий и археологических памятников Онежского полуострова (составили А.П. Яковлева, А.Е. Беличенко). Археологические памятники: неолита: 1 — раннего (ранее IV тыс. до н.э. / ранее ~6 тыс.кал.л.н.), 2 — позднего (IV — нач. III тыс. до н.э. / ~6-4.5 тыс.кал.л.н.); эпохи раннего металла: 3 — начальный этап (нач. III — нач. II тыс. до н.э. / ~4.5-3.5 тыс.кал.л.н.), 4 — этап развитой культуры (нач. II — I тыс. до н.э. / ~3.5-2 тыс.кал.л.н.). Положение береговой линии: 5 — ~11.5 тыс. л.н., 6 — ~9.8 тыс. л.н., 7 — ~6.8 тыс. л.н., 8 — ~5 тыс. л.н.

ным болотом, на восточном (рис. 2) берегах губы. В вершине залива моренные постройки — бывшие острова и полуострова, окаймлены плоскими абразионно-аккумулятивными террасами, образовавшимися при относительном поднятии берегов Ун-

ско-Ухтинского пролива (рис. 1).

Современная береговая зона (БЗ) занимает абс. отметки от -1 до +1.5 м. В горле губы чередуются аккумулятивные (пляжевые и лагунные) и абразионные берега. К моренным постройкам и уступам цоколь-

ных террас приурочены абразионно-оползневые берега. Транспорт наносов происходит под действием преобладающих ветров СВ и ЮЗ румбов и интенсивных приливных течений, создавших глубокие каналы стока (рис. 2). В горле губы рельеф БЗ весьма динамичен. Скорость отступления и выдвижения берега под действием естественных береговых процессов варьирует от 0.1 до 1 м/год (Сафьянов, Репкина, 2013). Внутри залива преобладают осушные берега. После выхода из-под уровня затопления в приливы и нагоны прибрежный рельеф быстро «консервируется» растительностью и становится стабильным. Рельефообразующие процессы представлены склоновыми (наиболее активны на ледниковом субстрате), эоловыми (ими поражены не более 5% площади песчаных террас) и биогенными. Одна из причин обилия болот — близкое к поверхности положение водоупора — ледниковых суглинков.

Доисторический период взаимодействия рельефа и человека. О раннем заселении прибрежных районов Онежского полуострова пока известно мало, хотя на берегах внутренних озер — бывших проливов и заливов, найдены стоянки, относящиеся к периоду до V тыс. до н.э. (рис. 1). Основным занятием населения были охота на боровую дичь и рыболовство в пресных озерах. Берега Двинского залива и Унской губы были плотно заселены в эпохи позднего неолита — раннего металла (~IV — I тыс. до н.э.), когда зародилась и сформировалась Беломорская морская культура (Фосс, 1952, Куратов, 2006, Беличенко, 2006). Основой хозяйственной деятельности ее представителей был морской промысел. Смена экономического базиса была связана, вероятнее всего, с резким изменением климата,

рельефа и ландшафтов побережья около IV тыс. до н.э. Климатические и ледовые условия в это время стали значительно мягче (Динамика..., 2002), резко активизировались береговые процессы. Молодые косы и береговые валы практически сразу были заселены представителями Беломорской морской культуры (Репкина и др., 2019). Памятники начального этапа развития культуры тяготеют к внутренним берегам лагун (например, оз. Мураканского) и устьям рек. В дальнейшем стоянки смещались вслед за отступающей БЛ. По-видимому, люди занимали аккумулятивные формы, уже вышедшие из-под уровня штормового заплеска и освоенные растительностью. Некоторые стоянки, как Горбоватый Мох вблизи оз. Мураканского, приурочены к берегам проливов (проранов), сформированных и поддерживаемых штормовыми нагонами сотни и даже тысячи лет (Репкина и др., 2019). Потребность в пресной воде заставляла жителей выбирать участки, где кровля ледниковых суглинков залегает не глубже 1-1.5 м от дневной поверхности. Наиболее крупные формы рельефа, созданные первобытными людьми — жилищные впадины. Они представляют собой понижения диаметром не более 20 м и глубиной до 1 м, окруженные отвалами грунта высотой также не более 1 м (Беличенко, 2006).

Исторический период взаимодействия рельефа и человека. Площадная трансформация рельефа побережья и БЗ участка началась в XVII веке, со времени основания на восточном берегу губы Пертоминского монастыря. К 1920 г. в деревянной ограде с каменными башнями по углам располагались две каменные церкви и несколько каменных и деревянных строений, а за территорией монастыря — хозяйственные по-

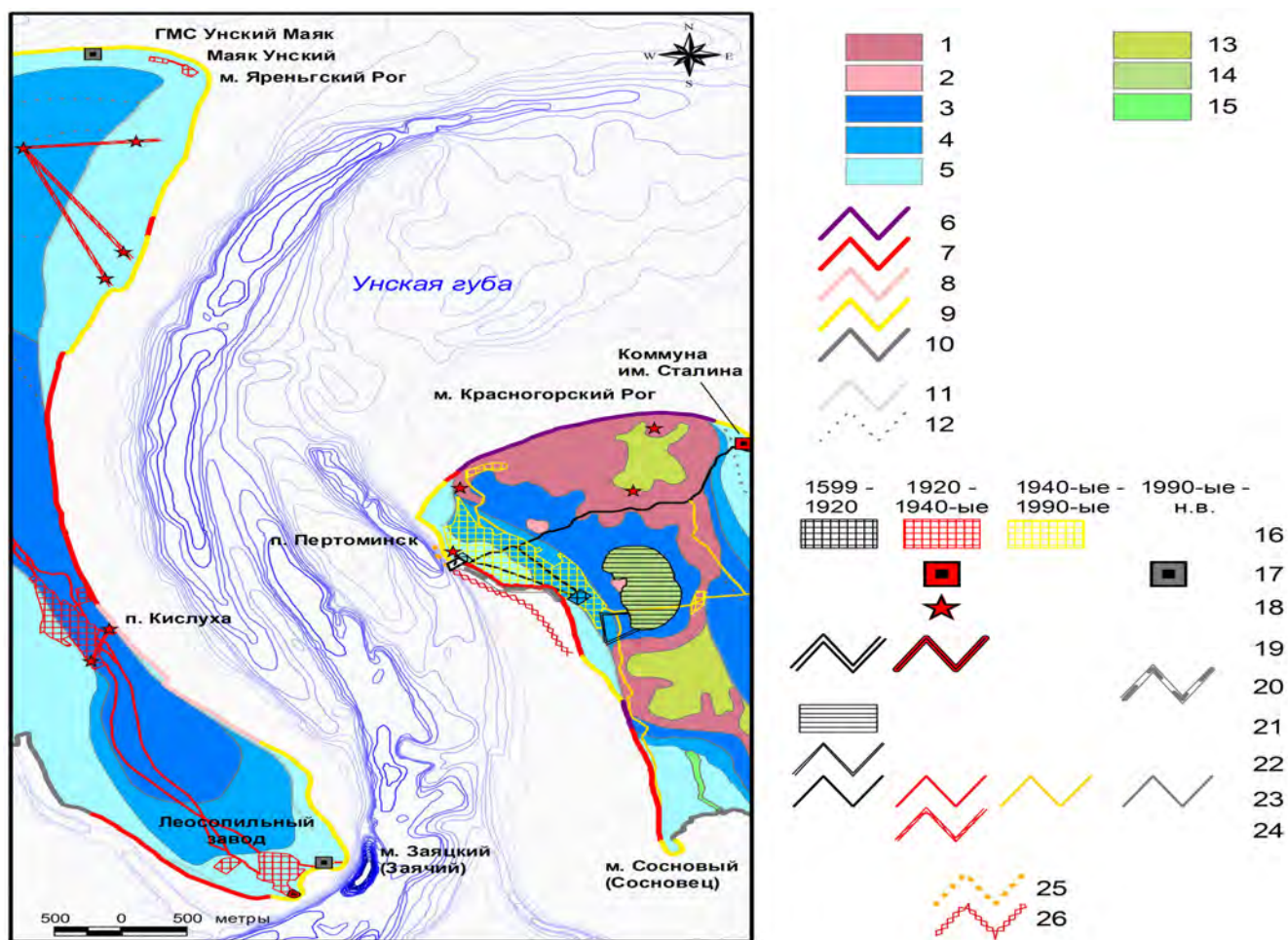


Рисунок 2. Геоморфологическая карта побережья горла Унской губы (составила Т.Ю. Репкина). Типы и формы рельефа. Рельеф естественного происхождения: Гляциальный, частично переработанный морскими, склоновыми и биогенными процессами: 1 — моренные равнины, 2 — отдельные моренные холмы и гряды. Прибрежно-морской абразионно-аккумулятивный (по Репкина и др., 2019): террасы на абс. отметках: 3 — 7.5-10.5 м (VII-III тыс. до н.э. / 8.5-5 тыс.кал.л.н.), 4 — 5-7.5 м (III-I тыс. до н.э. / 5-2.3 тыс.кал.л.н.), 5 — 0-5 м (I тыс. до н.э. — II тыс. н.э. / позже 2.3 тыс.кал.л.н.); генетические типы берегов: 6 — абразионно-оползневые, выработанные в валунных суглинках; абразионные, выработанные в песчаных и песчано-гравийных отложениях морских террас и кос: 7 — активные, 8 — отмершие; 9 — аккумулятивные (пляжевые и лагунные); 10 — осушенные; отдельные формы рельефа: 11 — отмершие абразионные уступы, 12 — крупные береговые валы. Биогенный: поверхности болот: 13 — верховых, 14 — низинных. Аллювиальный: 15 — долины ручьев. Антропогенный рельеф (цветом показан возраст, годы), созданный в результате: строительства: 16 — комплексов жилых, промышленных, культовых и ритуальных объектов; 17 — отдельных промысловых и жилых изб, 18 — створных знаков, 19 — бревенчатых ковшей и причалов, 20 — берегозащитных сооружений, мелиорации: 21 — днища осушенных лагун; 22 — каналы; прокладки: 23 — грунтовых дорог, 24 — просек створных знаков. Рельефообразующие процессы, спровоцированные деятельностью человека: 25 — прибрежно-морская аккумуляция, 26 — размыв берега.

стройки и промыслы (Харитонов, 2018). Для организации сенокоса была осушена отмершая лагуна. С берегом губы ее соединили канавами глубиной до 3 м при ширине до 15 м, хорошо сохранившимися до наших дней. Впоследствии, из-за нарушения стока, лагунная котловина была вновь заболочена (рис. 2). В 1897-1906 гг. был построен причал — бревенчатый ковш размерами 100x100 м, заметно изменивший динамику берега. За три века существования монастыря площадь участков антропогенных изменений рельефа составила ~38 га, а протяженность линейных объектов (грунтовых дорог и канав) — ~6 км. В 1920 г. монастырь был закрыт.

В 1920-1940-х годах инфраструктуру монастыря заняли подразделения Архгубчека. В 1930-40-ых годах большая часть построек обители была разобрана (Харитонов, 2018). Сейчас территория монастыря представляет собой уплощенную поверхность с несколькими рельефоидами — в разной мере сохранными угловыми башнями, братским корпусом и зданием гостиницы. В 1930-х гг. антропогенная нагрузка сместилась, в основном, на западный берег губы (рис. 2). На песчаных морских террасах из монастырского кирпича был построен лесопильный завод (действовал до 1953 гг.), а рядом с ним — деревянные бараки и землянки поселка спецпоселенцев Кислуха. На берегу губы сооружен ковш для загрузки на завод сплавной древесины. Сейчас антропогенный рельеф представлен развалинами зданий, остовами фундаментов, ямами (глубина до 2.5 м, линейные размеры до 40x50 м) и валами из мусора. В 1920-1940-ых годах антропогенные изменения затронули ~36 га морских террас, а длина новых дорог составила ~13 км.

В 1940-ых годах начался этап трансформации рельефа побережья, связанный, в основном, с деятельностью рыбопромысловых и рыбоперерабатывающих предприятий. Большому антропогенному воздействию вновь подвергся восточный берег. Рядом с монастырем образовался жилой поселок (в 1943-1958 гг. — районный центр). Сформировалась жилая застройка, был отремонтирован причал (1941-1943 гг.), построены здания рыбконсервного завода. В 1940-1990-ых гг. рельеф был изменен на площади ~53 га, проложено ~6 км грунтовых дорог. С 1990-х годов новые участки антропогенного воздействия были локальными и не оказали существенного воздействия на рельеф.

На нарушенных участках морских террас активизировались, иногда существенно (например, в поселении Кислуха) эоловые процессы, а вдоль дорог на моренных холмах — эрозия. Наиболее значимые изменения рельефообразующих процессов произошли в БЗ. На западном берегу губы строительство ковша спровоцировало аккумуляцию наносов (заполнение входящего угла) к северу от него. Часть береговых валов сложена отходами лесопильного производства. С прекращением поступления отходов процессы естественной аккумуляции восстановились, «опилочные» валы сменились песчаными. Однако тенденция к усиленной аккумуляции перед препятствием сохранилась. На восточном берегу губы причал, построенный в конце XIX века, до настоящего времени определяет динамику берега. На расстоянии 0.2 км севернее причала берег выдвигается на 1 м/год, а на расстоянии 1.5 км южнее него — отступает за счет низового размыва на 0.1-1.5 м/год (Сафьянов, Репкина, 2013). При отступании

берега разрушены дома и улицы поселка. Попытка защитить берег с помощью установок на береговом уступе бетонных плит, бревенчатых стенок и создания навалов мусора (рис. 2) не решила проблему. Отступление берега, вызванное дефицитом наносов, продолжается. Изменения морфолитодинамической системы стали необратимыми.

Выводы.

1. Освоение побережья Унской губы во время бытования Беломорской морской культуры (~IV-I тыс. до н.э./ ~6-2 тыс. кал.л.н.) было в значительной мере подчинено развитию береговых аккумулятивных форм; следы деятельности первобытных людей запечатлены в формах антропогенного микрорельефа.

2. Исторический этап освоения побережья может быть разделен на 4 подэтапа: хозяйственной деятельности Пертоминского монастыря (1599-1920 гг.), структур пени-тенциарной системы (1920-1940-ые гг.), рыбопромысловых и рыбоперерабатывающих предприятий (1940-ые — 1990-ые гг.) и стагнации хозяйственной деятельности (1990-ые гг. — н.в.). На первых трех этапах площадь участков трансформации рельефа нарастала, а на последнем практически не изменилась. Антропогенные изменения представлены формами микро- и мезорельефа и активизацией эоловых, эрозионных и береговых процессов.

3. Формы антропогенного мезо- и микрорельефа на аккумулятивных побережьях могут сохраняться на протяжении тысячелетий.

4. Наиболее яркие и продолжительные изменения рельефообразующих процессов произошли в БЗ. Постройка в начале XIX в. причала привела к необратимым изменениям морфолитодинамической системы вос-

точного берега горла губы.

Полевые геоархеологические исследования выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»; в рамках договора о научном сотрудничестве №325 от 17.05.2017 г. между НП «Кенозерский» и географическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова; инвентаризация антропогенного рельефа — при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-60200; реконструкция положения древних береговых линий выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00966.

Литература

Беличенко А.Е. Памятники неолита и энеолита южного побережья Белого моря. / Первобытная и средневековая история и культура Европейского севера: проблемы изучения и научной реконструкции. пос. Соловецкий. – СМЗ, 2006. – С. 223-227.

Бредихин А.В., Еременко Е.А., Харченко С.В. и др. Районирование Российской Арктики по типам антропогенного освоения и сопутствующей трансформации рельефа на основе кластерного анализа // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2020. – №1. – С. 42-56.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Онежская. Листы Q-37-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка – СПб. ВСЕГЕИ, 2000. – 56 с.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет / Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний

плейстоцен — голоцен — элементы прогноза». Выпуск II. Общая палеогеография. / ред. проф. А.А. Величко. – М. ГЕОС, 2002. – 232 с.

Куратов А.А. Археологические памятники Архангельской области. Каталог – Архангельск: Северо-Западное книжное издательство, 1978. – 104 с.

Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Зарецкая Н.Е. и др. Динамика западного берега Унской губы (Летний берег Белого моря) в голоцене и его заселение / Материалы XXIII Международн. научн. конф. (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – М.: ИО РАН. – Т. 3. – С. 212-216.

Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Динамика берегов Унской Губы (Летний берег Белого моря) // Геоморфология. – 2013. – №1. – С. 82-89.

Фосс М.Е. Древнейшая история Севера Европейской части СССР – М., 1952.

Харитонов Я.Э. История Пертоминского Спасо-Преображенского мужского монастыря по архивным документам / Маршрут «Архангельский Север особого назначения». – Архангельск: САФУ, 2018. – С. 47-54.

Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A, et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Science Reviews*. – 2018. – V. 199. – P. 188-205.

Kemp A.C., Horton B.P., Nikitina D.L. et al. The distribution and utility of sea-level indicators in Eurasian sub-Arctic salt marshes (White Sea, Russia) – *Boreas*, 2017. DOI:10.1111/bor.12233.

ПРОБЛЕМЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Санин А.Ю.

*Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия,
eather86@mail.ru*

Аннотация. Цель проведенного исследования — выявление взаимосвязей между геоморфологическими характеристиками Онежского озера и его прибрежной зоны, природопользованием в пределах последней и качеством вод водоема. Исследование совмещало в себе полевые и камеральные методы. В 2014-2015 и в 2018-2019 гг. были организованы экспедиции на предварительно выделенные ключевые участки. Полученные результаты визуального обследования берегов, профилирования суши и подводного берегового склона, изучения донных отложений, определения концентраций загрязняющих веществ для воды, дон-

ных и береговых отложений могут быть интерпретированы с большей или меньшей точностью для всей акватории Онежского озера. Выделены 7 морфогенетических типов берегов Онежского озера, каждый из которых характеризуется собственным набором динамических процессов и их интенсивностью, своими морфологическими особенностями. Осуществление геолокационного профилирования на суше и на подводном береговом склоне позволило уточнить и дополнить имеющиеся сведения о четвертичных отложениях, в частности, об их мощности, количестве их слоев, гранулометрическому составу. Как правило, мощ-

ность четвертичных отложений варьируется от нескольких метров до нескольких десятков метров, чаще всего значительную часть их мощности обеспечивают ледниковые осадки. В результате лабораторных исследований проанализированы пробы воды, донных и береговой отложений Онежского озера и его крупных притоков. Отобраны образцы грунта из естественных геологических образований, характеризующих

Ключевые слова: Онежское озеро, динамика берегов, абразия, склоновые процессы, качество вод, загрязняющие вещества, природопользование.

Введение. Онежское озеро — один из крупнейших внутренних водоемов Российской Федерации, имеющий важнейшее значение для страны. По некоторым процессам, свойственным для его берегов, и по привлекательности для туристов и селитебного природопользования прибрежная зона озера сходна со многими участками прибрежных зон морей России. В частности, на берегах озера проявляются склоновые и абразионные процессы, в регионе, особенно в северо-западной части, развиты ряд направлений туризма.

От состояния вод озера зависит водоснабжение Карелии, Ленинградской и Вологодской областей. Именно на примере Онежского озера представляется возможным рассмотрение проблем, связанных с крупными внутренними водоемами на территории России, для которых характерно хозяйственное использование различной интенсивности.

К проблемам природопользования в прибрежной зоне озера относятся конфликты между различными типами природопользования, негативное воздействие человека на природу, в частности, загрязнение вод озера, угроза со стороны неблагоприятных и опасных явлений природы. В целом

фоновое содержание определяемых загрязнителей. Составлены геолого-геоморфологические описания береговой зоны Онежского озера в пределах ключевых участков. Проведен лабораторный анализ всех проб по расширенному перечню показателей — геохимические и гидрохимические анализы. Выявлены особенности природопользования региона и конфликты между его типами.

Онежское озеро относится к водоемам, для которых характерна сравнительно малая степень хозяйственной освоенности прибрежной зоны, за исключением некоторых ее участков, однако вышеперечисленные проблемы характерны и него.

Заметное влияние на динамику берегов оказало создание Свирской ГЭС в 1953 году, что обусловило подъем уровня вод примерно на 40 см (Онежское..., 2010, Филатов, 1999).

На примере Онежского озера можно рассмотреть два важных аспекта изучения динамики берегов внутренних водоемов:

- Изучение динамики берегов позволяет выявить участки берегов с наиболее активным проявлением неблагоприятных и опасных явлений природы (НОЯ). Хозяйственное использование таких берегов должно вестись с учетом активности НОЯ для недопущения человеческих жертв и минимизации материального ущерба.

- Понимание динамических процессов, свойственных берегам, позволяет выявить природные источники поступления загрязняющих веществ, оказывающие влияние на качество вод, и оценить их вклад в загрязнение водоема.

Учет динамики берегов позволяет избе-

жать материального ущерба для тех видов природопользования и инженерных сооружений, которые тяготеют к побережью (жилые дома, портовые сооружения, объекты рекреационной инфраструктуры и т.д.). Вследствие подъема уровня озера на абразионных и абразионно-аккумулятивных берегах усилилась процессы абразии берегов: пляжи, которые сформировались на аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных берегах, во многих случаях частично или полностью были уничтожены, что способствовало трансформации части аккумулятивных берегов в абразионно-аккумулятивные, а последних, в свою очередь, в абразионные.

Материалы и методы. Для Онежского озера выделены 7 типов берегов: первичные (слабоизмененные), абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные, дельтовые, лагунные и антропогенные (Игнатов и др., 2017)

Для осуществления исследования были выбраны ключевые участки, представляющие различные типы берега, на различных этапах исследования их было от 12 до 21, в зависимости от решаемых задач. Они представляют все части Прионежья — Южное, Западное, Восточное и Северное. Для них изучалось дно и берег с помощью георадиолокационной съемки, осуществлялась надводная (с судна и берега) и подводная фото-съемка, были взяты образцы поверхностных вод, береговых и донных отложений с целью определения концентраций органических веществ и тяжелых металлов.

В ходе исследования были сопоставлены одновременные космические снимки для некоторых участков берега. В 2018 году проведено исследование положения береговой линии (1988-2018) с дальнейшим опре-

делением скорости отступления берега. В качестве источников пространственной информации были использованы космические снимки Landsat-2,5,7, Spot-5, WorldView (доступны на сервисах Google и Bing).

Результаты и обсуждение.

Неблагоприятные и опасные явления природы. В прибрежной зоне Онежского озера проявляются НОЯ различных типов. Наибольшую угрозу для жизни и здоровья людей представляют заболачивание, склоновые процессы и абразия.

Абразия и размыв берегов Онежского озера происходят практически повсеместно. Исключение составляют значительная часть Северного Прионежья, а также некоторые территории в Южном Прионежье, для последнего характерно преобладание аккумулятивных берегов. Стоит отметить, что пляжи на них в ряде случаев активно размываются. Для глубоко врезанных губ Северного Прионежья характерно слабое волновое воздействие.

Абразионные процессы на берегах Онежского озера не представляют повсеместной угрозы, однако на отдельных участках скорости абразии достигают десятки сантиметров в год. При анализе динамики береговой линии Онежского озера в районе Андомской горы путем сопоставления космических снимков за период 1988-2018 год были выявлены абразионные участки берега со скоростью отступления до 0,5-0,7 метров в год (но, по всей видимости, типичные скорости — 0,1-0,3 метра в год). В рамках государственного мониторинга водных объектов, осуществляемого ФГУ «Вологдаводресурсы» и ФГУ «НОВГОРОДВОДХОЗ» Невско-Ладожского бассейнового водного управления Федерального агентства водных ресурсов» в течение 7 лет для

них установлены скорости отступления до нескольких десятков сантиметров в год.

Активность абразионных процессов провоцирует склоновые, что приводит, в частности, к формированию многочисленных блоков отседания, а в некоторых случаях — оползневых тел, последние заметно искривляют конфигурацию береговой линии. Блоки отседания, как правило, имеют ширину до полуметра, реже до метра, длину до 2-3 метров, реже более, высоту 1-3 метра и более. Оползни встречаются как «свежие», так и сошедшие достаточно давно. Они, как правило, имеют длину до 5-10 метров, ширину до 1-3, глубину до 3-5 метров и более. Активность склоновых и абразионных процессов косвенным образом подтверждается и обилием искорей и вывороченных подмытых сухих деревьев на берегу.

На активизацию затопления берегов Онежского озера и впадающих в него рек указывает визуальные признаки: интенсивное зарастание берегов, затопленные остатки причалов, подмытые и поваленные в реки и озеро деревья, активизация абразионных процессов и стихийное берегоукрепление, остатки деревьев на некоторой глубине в озере.

Значительная высота берегового уступа стимулирует развитие линейных эрозионных форм, несмотря на то, что их рост сдерживается лесной растительностью. Базисом эрозии для них является урез озера, они варьируют от небольших рытвин на склоне до достаточно крупных оврагов и небольших балок. Линейные эрозионные формы создают угрозу дорогам и зданиям. В условиях затрудненного спуска к озеру из-за большой крутизны берега линейные эрозионные формы используются местными жителями для спуска к воде

На отдельных участках абразионные процессы (вкуче со склоновыми, в частности, оползнями и блоками отседания, а также линейной эрозией) угрожают строениям, в том числе жилым домам; на некоторых участках дороги проходит буквально в нескольких метрах от бровки абразионного склона. Однако защита зданий и сооружений от абразионных процессов, по всей видимости обойдется дороже, чем их перенос на безопасное расстояние.

Качество вод Онежского озера. Изучению влияния источников поступления химических веществ на разные участки озера посвящено большое количество работ Карельского научного центра РАН (Онежское..., 1999, Онежское..., 2010, Сабылина и др. 2010, Калинкина и др., 2019, Крупнейшие..., 2015, Филатов, 2019 и др.). Они поступают как из природных источников (процессы абразии берегов, вынос со стоком рек), так и антропогенным путем. Влияние человека может как увеличить объемы поступления из природных источников (например, активизировать абразионные процессы, либо увеличить объем твердого стока рек), так и увеличить суммарные объемы поступления за счет антропогенных источников.

Факторами поступления химических веществ в озеро могут служить:

- поступление с твердым стоком рек;
- процессы абразии и размыва берегов озера;
- вдольбереговой поток наносов, обусловленный системой течений;
- поступление с подземными водами;
- трансграничный перенос из зарубежных стран (атмосферные выпадения).

Среди природных факторов следует выделить роль речного стока, который обеспе-

чивает 50-70 % поступления загрязняющих веществ (Филатов, 1999, Филатов, 2015).

Для Онежского озера выделено три группы поллютантов по их генезису:

1) искусственного происхождения или ксенобиотики (чужеродные для воды вещества): нефтепродукты, СПАВ, метанол, фенолы, лигносульфонат аммония;

2) двойного генезиса (поступают в воду под воздействием как природных, так и антропогенных факторов): взвешенные вещества, БПКполн, ХПК, сульфаты, хлориды, кальций, магний, азот общий, азот аммонийный, нитриты, нитраты, фосфаты, железо общее, марганец, алюминий, цинк, медь, никель, хром (III, VI), свинец;

3) природного происхождения (поступают в воду под действием природных факторов и отсутствуют в антропогенных сбросах): кобальт, кадмий, мышьяк, ванадий, титан.

В районе абразионных (Андомская гора), дельтовых (устье Водлы) и абразионно-аккумулятивных (Пухтинская бухта) берегов Онежского озера в октябре 2018 и октябре 2019 года проведены геоэкологические исследования, включающие отбор проб воды (71 проба), донных (41 проба) и береговых (28 проб) отложений. Концентрации тяжелых металлов в воде в целом отражают осеннюю гидрохимическую картину озера с превышением действующих нормативов ПДК до 10-20 раз в отношении Mn, Fe, Cu, Zn, Pb и Al.

Конфликты природопользования. Водные объекты бассейна Онежского озера имеют многоцелевое использование. Как показано в работе (Крупнейшие..., 2015), бассейн озера является наиболее экономически освоенной частью Республики Карелия, в которой находится значительная

часть промышленных и сельскохозяйственных предприятий, рыбохозяйственных объектов, которые определяют высокую степень антропогенной нагрузки на водную среду. Основное воздействие наблюдается в прибрежной зоне озера, где расположена большая часть водопотребителей.

Промышленное природопользование вступает в конфликт с природоохранным и рекреационным, так как функционирование заводов и предприятий приводит к загрязнению окружающей среды. Элементы конфликта можно выявить и в отношениях рекреационного природопользования с одной стороны, и селитебного и промышленного - с другой. Ведь ухудшение чистоты воды отталкивает рекреантов, как и застройка берегов. В некоторых случаях между сельскохозяйственным и природоохранным видами природопользования также имеет место конфликт, связанный с изменением ландшафтов, а также с загрязнением воды химическими соединениями, смываемыми с пахотных угодий.

Выводы. Абразия и склоновые процессы проявляются на многих участках берега Онежского озера, но лишь в отдельных случаях представляют угрозу объектам инфраструктуры.

В настоящее время ни по одному загрязнителю превышение ПДК не зафиксировано для всей акватории. Возможны два случая в зависимости от конкретных загрязнителей: либо концентрации, не превышающие ПДК для всей акватории Онежского озера, либо превышение ПДК для отдельных участков озера и концентрации, не превышающие ПДК для остальной акватории. К наиболее загрязненным участкам, относится Петрозаводская и Кондопожская губа, Большая губа Повенецкого залива.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, доктору географических наук, профессору Игнатову Евгению Ивановичу, всему коллективу кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ, а также коллегам из ГОИН им. Н.Н. Зубова, принимавших участие в описанных исследованиях. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №18-35-00545.

Литература

Игнатов Е.И., Борщенко Е.В., Загошкин А.Л., Землянов И.В., Санин А.Ю., Терский П.Н., Фатхи М.О. Связь геологического строения побережья, истории развития рельефа и динамики берегов Онежского озера // Труды Карельского научного центра РАН. Серия Лимнология. – 2017. – №3. – С. 65-78.

Калинкина Н.М., Теканова Е.В., Сабылина А.В., Рыжаков А.В. Изменения гидрохимического режима Онежского озера с на-

чала 1990-х годов // Известия РАН. Серия географическая. – 2019. – №1. – С. 62-72.

Крупнейшие озера-водохранилища Северо-Запада европейской территории России: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. – 375 с.

Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н.Н. Филатов. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. – 151 с.

Сабылина А.В. и др. Химический состав воды Онежского озера и его притоков // Водные ресурсы. – 2010. – Т. 37. – №6. – С. 717-729.

Онежское озеро. Экологические проблемы / ред. Н.Н. Филатов. – 1999 – 292 с.

Филатов Н.Н., Исаев А.В., Савчук О.П. Оценка состояния и прогнозирование изменений гидрологического режима и экосистем крупных озер // Труды КарНЦ РАН. Серия Лимнология. – 2019. – №3. – С. 99-113.

СОВРЕМЕННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНА И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ НАЗВАНИЯ ФОРМ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

Турко Н.Н.

Геологический институт РАН, Москва, Россия, nnturko126@yandex.ru

Аннотация. рассматривается современный этап картографирования дна Мирового океана с различной детальностью исследований. Создание карты всего Мирового океана для изучения глобальных океанологических, геологических и тектонических процессов осуществляется программой Международной Генеральной батиметрической картой океанов (ГЕБКО). Подкомитет ГЕБКО по географическим названиям форм подводного рельефа является международным экспертным сообществом, составляющим Словарь географических названий (Газетир ГЕБКО). С 2003 г. ГЕБКО существует как цифровая модель рельефа (ЦМР), синтезируя характерные для океана разнородные данные. Созданный программой ГЕБКО и Ниппон Фондейшн (Япония) проект Seabed 2030 ставит задачей картирование океана с детальностью, позволяющей выявить все формы подводного рельефа линейными размерами более 100 м. Экспорт ЦМР в различных форматах позволяет использовать ее в геоинформационных систе-

мах (ГИС). Одной из проблем является использование названий в связи с нерешенными проблемами взаимосвязи топонимики и картографии.

Ключевые слова: рельеф дна, Мировой океан, картографирование, топонимика

В практику современных исследований дна океана широко вошли системы картирования морского дна многолучевыми эхолотами (МЭ). Ширина полосы дна, заснятой на одном галсе судна, может достигать 20 км, а расстояние между точками измеренных отдельных глубин 50-100 м, в зависимости от глубины моря и скорости движения судна. Наиболее рациональным при таких технических возможностях стало детальное изучение ключевых участков отдельных морфоструктур дна Мирового океана, совмещающее различные геолого-геофизические методы. Основное внимание уделялось изучению срединно-океанических хребтов и континентальных окраин, в связи определением исключительных экономических зон и районов добычи минеральных ресурсов дна океана — сульфидов и углеводородов.

Еще более детальные съемки с буксируемых или автономных подводных аппаратов проводятся в районах геологических опасностей, для определения биологических ресурсов или инспекции технических сооружений.

Однако для таких глобальных задач, как изучение общей циркуляции океана и ее моделирование, изучение изменения климата и геотектонического развития Земли, необходимо знание о рельефе дна всего океана. В настоящее время мы знаем его с меньшей детальностью, чем рельеф поверхности Луны и планет.

Итоги знаний о рельефе дна океана к началу XX века подвело первое издание Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО) 1903 г. XX столетие, осо-

бенно послевоенный период, стало временем множества экспедиционных работ и открытий в океане, развития новой техники геолого-геофизических исследований, появления новых тектонических концепций - новой глобальной геотектоники. Обобщения полученных данных были представлены в 5 томах Атласа Мирового океана, изданных Главным управлением навигации и океанографии Министерства Обороны СССР, серии Международных Геолого-геофизических Атласов Индийского, Атлантического и Тихого океанов и в 5-м издании карты ГЕБКО, созданной в сотрудничестве научного сообщества и гидрографических служб. На гидрографические службы были возложены сбор и нанесение отметок глубин на планшеты масштаба 1:1 000 000. Составление листов карты масштаба 1:1 000 000 велось научными коллективами разных стран с учетом геолого-геофизических данных, т.н. методом геоморфологической интерполяции, принципы которой были определены Г.Б. Удинцевым (Удинцев, 1957). Подобный подход использовали и ведущие зарубежные исследователи — редакторы листов карты. К 2003 г. карты 5-го издания были оцифрованы и представлены на праздновании 100-летия ГЕБКО в виде цифрового Атласа ГЕБКО. К этому времени стало ясно, что огромное количество поступающих данных не может быть обработано старыми методами и напечатано в виде 6-го издания ГЕБКО, о котором первоначально было заявлено. Кроме этого, появилась интерпретация данных спутниковой альтиметрии в виде карты предсказанной топографии (Smith, Sandwell, 1997). Руко-

водящим комитетом ГЕБКО был подписан меморандум с Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (НОАА) США о возможности использования спутниковых данных для батиметрии районов океана, не обеспеченных данными набортных съемок.

В 2003 г. было заявлено о переходе к цифровой эпохе составления ГЕБКО.

Новая карта ГЕБКО (GEBCO-2020 grid) является цифровой моделью рельефа (ЦМР), где для каждой ячейки матрицы значение глубины вычислено из имеющихся в данной ячейке глубин. Размеры ячейки в ЦМР ГЕБКО-2008, равнялась 1 дуговой минуте, в 2014 г. был представлен новый релиз с размером ячейки 0.5 дуговой минуты. Последняя представленная ЦМР ГЕБКО грид-2020 имеет размер ячейки 15 дуговых секунд.

ЦМР создается из разнородных данных: единичных измерений, маршрутной съемки, детальных исследований с использованием систем картирования дна с МЭ и данных спутниковой альтиметрии. Кроме этого, в карту Мирового океана включены данные региональных проектов картирования — Международной батиметрической карты Северного Ледовитого океана, Международной батиметрической карты Южного океана. Объединение их в ЦМР стало задачей, методика решения которой описана в созданном Техническим подкомитетом ГЕБКО руководстве «The ИНО-ИОС GEBCO Cook Book» (2019).

Несмотря на однородный облик ЦМР, необходимо сознавать, что реальная обеспеченность данными далеко не однородна. За пределами шельфа детальными данными многолучевого эхолотирования обеспечено от 4 до 7% площади дна, в зависимости

от океана. В 2016 г. на Форуме по будущему картирования океана в Монако было объявлено о создании проекта Seabed 2030, целью которого является обеспечение батиметрического картирования всего океана с обнаружением объектов размерами на менее 100x100 м. Задачей проекта, помимо сбора и обработки имеющихся данных, является определение районов, не обеспеченных съемками, для координации исследований в этих районах. Работа проекта с 2018 г. обеспечивается 4-мя региональными центрами сбора данных и координации, созданными на базе ведущих институтов: Геологической обсерватории Ламонт-Доэрти, США (LDGO), Института полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера, ФРГ (AWI), Стокгольмского Университета, Швеция (SU), Национального института водных и атмосферных исследований, Новая Зеландия (NIWA) и Глобального центра в Британском океанографическом центре данных, Великобритания (BODC).

Для некоторых районов, в основном в пределах экономических зон, уже имеются ЦМР с большой детальностью. Так, для морей вокруг Европы по проекту EMODNET размер ячейки 1/16 дуговой минуты (около 115 м), для районов вокруг Австралии создана ЦМР с ячейкой 50 м, последняя версия Международной батиметрической карты Северного Ледовитого океана -200 м.

ЦМР ГЕБКО доступна на сайте ГЕБКО (www.gebco.net) в нескольких форматах NetCDF, DATA GeoTIFF, Esri ASCII raster и может использоваться в виде слоя геоинформационных систем (ГИС). Она доступна также через Интернет как Web Map Service (WMS) в виде геореференсных изображений.

Другим слоем ГИС может являться обеспеченность данными, т.е. фактическая основа карты. В печатном 5-м издании ГЕБКО непосредственно на батиметрических картах была показана обеспеченность данными каждого из батиметрических контуров, т.е. можно было увидеть, где проходят галсы судов, получивших данные, а где только интерпретация между галсами. В ЦМР обеспеченность указана для каждой из ячеек: ЦМР 2008 г. это была карта обеспеченности (SID), т.е. количество измерений в каждой ячейке, в ЦМР 2020 г. — идентификатор типа данных (TIR).

Важным элементом карты (и еще одним слоем ГИС) являются географические названия. Они являются прямым элементом доступа к другой информации в условиях цифрового мира. Названия в океане появлялись по мере открытия новых форм подводного рельефа и утверждались сначала соответствующими национальными органами. Международным органом по географическим названиям является Конференция ООН по стандартизации географических названий и учрежденная в 60-х годах XX века Группа экспертов ООН (ГЭГНООН). ГЭГНООН служит инструментом для обеспечения связи и координации между государствами-членами, а также международными организациями по вопросам, связанным со стандартизацией географических названий, в том числе поощряет сбор, хранение, утверждение и, при необходимости перевод на латинский алфавит (латинизацию). Латинская письменность была взята ООН за основу для международного использования. Руководство по географическим названиям рекомендует разработать единую систему романизации (т.е. транслитерации) для всех языков, не использующих латиницу.

Экспертной группой ГЭГНООН по географическим названиям форм подводного рельефа является Подкомитет ГЕБКО по географическим названиям. Названия зафиксированы на картах, в Атласах, в словарях географических названий (газетирах). Международный Газетир ГЕБКО доступен на сайте ГЕБКО (https://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names/). В настоящее время Газетир содержит более 4500 названий, из них российских более 300 (около 7%). Включение в Газетир российских названий необходимо для их более широкого международного использования и, в том числе, закрепления приоритета российских исследований. Расширение работ по проекту Seabed 2030, с одной стороны, и уменьшение числа российских морских экспедиций и съемочных работ в них, с другой, приведет к тому, что процент российских названий будет сокращаться.

На картах 1-го издания ГЕБКО, где названий было мало, они печатались на английском и французском языках. На листах 5-го издания ГЕБКО увеличившееся число названий было уже невозможно разместить на карте. Были помещены названия только на английском языке либо в английской транслитерации по системе BGN/PCGN, утвержденной Комиссией по топонимам США (United States Board on Geographic Names, BGN) в 1944 г. и Постоянным комитетом по топонимам Великобритании (Permanent Committee on Geographic Names for British Official Use, PCGN) в 1947 г. Названия, помещенные на карту ГЕБКО 5-го издания, были включены в первое издание Газетира ГЕБКО. В последующие годы Газетир пополнялся названиями вновь открытых форм подводного рельефа, утвержденными в соответствии с опубликованными

правилами. Вначале эти названия были в английской транслитерации, но позднее страны с латинским алфавитом стали предоставлять названия на национальном языке.

Стоит отметить, что многие из стран с письменностью на латинице имеют в алфавите дополнительные знаки для того, чтобы передать фонетические особенности каждого из языков. В результате появились такие названия как Açores Este Fracture Zone, Vijagós Canyon, Gökova Trough, Ingøydjupet Hole, Jagüey Spur и др.

Для транслитерации кириллических алфавитов утвержден Межгосударственный стандарт ГОСТ 7.79-2000/ИСО 9-95 (системы А и Б с диакритическими знаками и без них соответственно), отменивший прежний ГОСТ 16876-71. Однако в нем указано, что Правила представления национальных географических наименований на картах определяются руководящими документами соответствующих картографических служб. Росреестр оставил в силе ГОСТ 16876-71 (СТ СЭВ 1362-78) 1981 г., который отличается наличием диакритических знаков. Поэтому в России существует две основные системы транслитерации, что создает вопросы при использовании в ГИС-системах и публикациях, например, туристических карт, где географические названия (например, улиц) написаны по одному ГОСТу, а названия объектов по-другому (например, Пушкинская площадь, памятник Пушкину, музей им. Пушкина, станция метро Пушкинская).

На картах использование национального ГОСТа по транслитерации ясно в пределах одной страны. Если карта охватывает территории нескольких стран, то можно хотя бы воспользоваться словарями и справочниками по национальным стандартам.

В океане, где формы подводного релье-

фа, зачастую находящиеся рядом, открыты экспедициями разных стран, а названия написаны по разным национальным стандартам, использовать для каждого из них национальный справочник невозможно.

Современные цифровые возможности позволяют включать в Газетир ГЕБКО и другие базы данных названия в разных национальных системах транслитерации, но будучи нанесенными на карту, они представляют собой набор несвязанных текстов, как книга, написанная на разных языках.

Таким образом, для картографирования Мирового океана вопросы взаимосвязки между топонимикой и картографией не решены. При отсутствии единого стандарта транслитерации для всех языков географические названия на карте теряют функцию коммуникации, и превращаются в набор знаков, который без справочников никто не может прочесть или произнести.

Дальнейшее расширение исследований Мирового океана, в частности по проекту Seabed 2030, и увеличение числа названий форм подводного рельефа обострит эту проблему.

Исследование выполнено при поддержке темы Государственного задания №0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами».

Литература

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря // Труды Института океанологии АН СССР. – 1957. – №19.

International Hydrographic Organization, Intergovernmental Oceanographic Commission, The IHO-IOC GEBCO Cook Book, IHO Publication B-11. Monaco. Oct.

2019. – 493 p.

IOC Manuals and Guides 63. France. Oct. 2019. 493 p. URL: https://www.star.nesdis.noaa.gov/socd/lsa/GEBCO_Cookbook/documents/CookBook_20191031.pdf

pdf — 01.06.2020).

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. – 1997. – V. 277. – N.5334. – P. 1956-1962.

АТЕЛЬСКАЯ РЕГРЕССИЯ КАСПИЯ (ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ БУРЕНИЯ)

Янина Т.А.¹, Болиховская Н.С.², Сорокин В.М.³, Бердникова А.А.⁴

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ¹paleo@inbox.ru, ²natbolikh@mail.ru, ³sorokin@geol.msu.ru, ⁴alinaberdnikowa@yandex.ru

Аннотация. На основании комплексного исследования ательских отложений, вскрытых инженерно-геологическими скважинами в Северном Каспии, внесен вклад в решение дискуссионных вопросов о палеогеографии ательской регрессии. Регрессия на сейсмоакустических разрезах отражена врезами под отражающим горизонтом в подошве хвалыньских осадков. Регрессивная толща имеет неоднородный литологический состав: в палеодепрессиях чередование суглинков и глин; возвышения, их разделяющие, сложены супесями и суглинками. Для них характерны большая плотность, малая влажность, трещиноватость, что свидетельствует о преобразовании грунтов в воздушной среде. Отмечены отдельные включения и послойные скопления растительного детрита, раковины пресноводных и наземных моллюсков. Палеонтологический материал характеризует водно-болотные условия пресноводных либо опресненных солоноватых неглубоких водоемов. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтных обстановок в Северном Прикаспии в эпоху регрессии Каспия от лесных с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепных и тундро-лесостепных, вызванных изменениями климата. Максимум ательской регрессии и образование эрозионных врез на территории Северного Каспия отвечают максимальной фазе похолодания в калининскую (MIS 4) ледниковую эпоху. Ее завершающие стадии происходили в начальные фазы межстадиала (MIS 3). Уровень Каспия опускался до —100 м. В качестве причины снижения уровня рассматривается сброс вод гирканского бассейна по Манычу в Понт и развитие ледниковых климатических условий валдайской эпохи. В стратиграфической схеме Каспия ательская регрессивная толща как стратиграфический горизонт утановлена между гирканскими и нижними нижнехвалыньскими отложениями. В Северном Прикаспии толща континентальных ательских отложений имеет большой временной объем и должна выделяться как ярус (или формация), выходящий за границы одного стратиграфического горизонта, в региональной стратиграфической схеме.

Ключевые слова: Каспийское море, поздний плейстоцен, ательская регрессия, скважины, комплексный анализ, палеогеографические реконструкции

Введение. Ательская регрессия — одно из важнейших событий в истории Каспия. Ательские осадки впервые описаны П.А. Православлевым (1908) в Нижнем По-

волжье. В стратиграфической схеме «ательская свита» помещена им между хвалыньским и хазарским ярусами. Представлена она преимущественно континентальными

образованиями (мощностью до 20 м) разного генезиса: толщей супесей и суглинков со следами автоморфных и гидроморфных почв, с включениями раковин наземных и пресноводных моллюсков, костными остатками млекопитающих позднепалеолитического (“мамонтная фауна”) фаунистического комплекса. В ее основании наблюдаются многочисленные следы мерзлотных деформаций и клиньев, сравнительно глубоко проникающих в нижележащие породы. Ательские осадки отражают регрессивный этап в позднеплейстоценовой истории Каспийского моря. Представления о величине снижения уровня разнятся от –140 м (Лохин, Маев, 1990) до –53 м (Леонтьев и др., 1977) или –43 м (Badyukova, 2016). Оценки возраста и климатических условий регрессивного этапа также неоднозначны: от днепровской ледниковой эпохи (Васильев, 1961) до калининской (Москвитин, 1962) и осташковской (Чепалыга, 2004); от жарких пустынных климатических условий (Православлев, 1908) до ледниковых (Москвитин, 1962). Результаты хронометрического изучения ательских осадков малочисленны (Шаховец, 1987; Янина и др., 2017). Все выводы получены для отложений разрезов в прибрежной зоне. Задача нашей работы — на основании комплексного исследования ательских отложений, вскрытых инженерно-геологическими скважинами в Северном Каспии, внести вклад в решение дискуссионных вопросов о палеогеографии ательской регрессии.

Материал и методы. Район исследований — Северный Каспий. Изучение осадочной толщи выполнено в ходе инженерно-геологических работ на площадях разрабатываемых Лукойл нефтяных месторождений. Проведена обработка двухчастотных сейсмоакустических профилей, проанализирован керн скважин. Лаборатор-

ные исследования включали литологический и геотехнический анализ отложений, флористическое и фаунистическое изучение заключенных в них органических остатков, спорово-пыльцевой и изотопный анализы. Определения абсолютного возраста ательских отложений выполнены радиоуглеродным методом: в Институте географии РАН (ИГАН) и в Lawrence Livermore National Laboratory, США, индекс САМ.

Результаты и обсуждение. Верхнечетвертичная толща осадков Северного Каспия по данным сейсмоакустического профилирования состоит из сеймостратиграфических комплексов, разделенных четкими отражающими горизонтами: верхнехазарского, ательского, хвалынского, мангышлакского и новокаспийского. Выделенные комплексы и подкомплексы и отражающие горизонты хорошо коррелируются на изученных площадях между собой и с разрезами скважин. Ательская регрессия выражена врезами, четко проявляющимися под отражающим горизонтом, который трассируется по подошве хвалынских отложений. Ниже залегает гирканская трансгрессивная осадочная толща. Перекрываются ательские отложения толщей хвалынских осадков, в базальной части которой залегает слой ракушечно-песчаных отложений, датированный в интервале от 33860 ± 1490 до 36580 ± 340 кал. лет (Yanina et al., 2018).

Ательская регрессивная толща имеет неоднородный литологический состав: в ней, чередуясь, залегают суглинки, глины, супес. При этом глины, переслаивающиеся с суглинками, характерны для понижений, выделяющихся на сейсмоакустических разрезах, а супеси в ассоциации с суглинками слагают возвышения, которые разделяют эти палеодепрессии. Отмечены включения и послойные скопления растительного де-

трита и раковин пресноводных и наземных моллюсков. К характерным особенностям грунтов, отличающим их от подстилающих и перекрывающих отложений, относятся большая плотность (2,10-2,15 г/см³), малая влажность, не превышающая обычно 25-26%, а также наличие мелких трещин, что свидетельствует об их преобразовании в воздушной среде. В составе органических остатков определены фрагменты высших водных растений (роголистник и рогоз); присутствуют разнообразные микроводоросли (вольвоксовые, сине-зеленые, харовые, десмидиевые, диатомовые); встречены остатки насекомых, губок, мшанок. Состав органических остатков соответствует озерным и водно-болотным условиям пресноводных либо опресненных солоноватых неглубоких водоемов.

Изотопно-кислородный анализ трех образцов раковин остракод из ательских осадков показал значения $\delta^{18}O$ от $-10,55\%$ в основании слоя до $-5,8\%$ и $-2,3\%$ в его верхней части (Verdnikova et al., 2018). Это подтверждает усилившееся влияние стока Волги на территории Северного Каспия при отступании каспийских (гирканский трансгрессивный бассейн) вод в среднюю и южную котловины в максимум регрессии (основание слоя) и влияние уже каспийских вод при подъеме уровня моря при ее завершении.

Палинологические исследования (Болиховская и др., 2017) свидетельствуют о значительных изменениях природных условий, происходивших во время их накопления. Осадки в палеоврезах, в которых выявлен спорово-пыльцевой спектр лесного типа с преобладанием пыльцы хвойных пород, накапливались во второй интерстадиал в начале калининской эпохи. Перигляциальные лесостепные и тундро-лесо-

степные ландшафты реконструированы для ательской эпохи, отраженной в средней и верхней части толщи осадков. Это отвечает представлениям исследователей о развитии на Русской равнине разнообразных типов перигляциальных ландшафтов, начиная со второго ранневалдайского (МИС 4) похолодания, и вплоть до голоцена (Болиховская, 2007). Большое количество переотложенной пыльцы древних пород, часто хорошей сохранности, свидетельствует о высокой эрозионной активности в регрессивную эпоху.

Радиоуглеродные датировки получены по гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений, заполняющих палеоврезы. В Институте географии РАН сцинтилляционным методом получены две даты: 36680 ± 850 (ИГАН-4541), кал. возраст 41191 ± 750 ; и 40830 ± 100 (ИГАН-4542), кал. возраст 44390 ± 180 . В Lawrence Livermore National Laboratory (США) AMS методом получена одна дата 37100 ± 660 (САН 163762), кал. возраст 41596 ± 534 лет. Датировки получены по верхней части ательской толщи, они отвечают первой половине МИС 3. В основании ательской толщи в Прикаспии ярко выражены проявления многолетней мерзлоты, глубоко секущие ниже лежащие (отвечающие МИС 5) отложения. На основании этого нами сделано предположение о начале накопления субаэральных ательских образований в холодную (ледниковую) эпоху МИС 4. Таким образом, мы делаем вывод о времени проявления регрессии в Каспии в период МИС 4 – МИС 3 (первая половина). Радиоуглеродные датировки нижнехвалынских осадков, перекрывающих ательские отложения в скважинах, лежат в диапазоне 36,5-32,4 тыс. лет (Yanina et al., 2018), что отвечает второй половине МИС 3 и не противоречит заключению о возрасте ательской регрессии.

В качестве «триггера» для регрессии мы

рассматриваем сброс вод гирканского бассейна по Манычу в Понт (Курбанов и др., 2018), имевший место во второй половине МИС 5. Ледниковые климатические условия валдайской эпохи МИС 4 создали условия (континентализация климата и снижение стока с водосборного бассейна) для дальнейшего снижения уровня. Немаловажным фактором были тектонические опускания в области Южного Каспия, о чем свидетельствует погружение верхнехазарских отложений под уровень моря, а также отсутствие стока Амударьи, значительное влияние которого наблюдается в строении осадочной толщи как более ранних (раннехазарский), так и последующих (раннехвалынский) бассейнов. Согласно материалам сейсмоакустического профилирования, уровень моря снижался до абсолютных отметок –100 м (около –70 м ниже современного). На этих отметках наблюдаются признаки пребывания ательских отложений в субэвральской обстановке, а на площади Хвалынской на абсолютной отметке около –100 м под нижнехвалынской толщей залегают отложения, включающие растительный детрит и корневища растений в их прижизненном положении.

Выводы. Ательская регрессия Каспия четко выражена в строении плейстоценовых отложений его северного бассейна, изученных сейсмоакустическим профилированием, статическим зондированием и вскрытых инженерно-геологическими скважинами. На сейсмоакустических разрезах она отражена врезам, проявляющимися под отражающим горизонтом в подошве хвалынских осадков. Регрессивная толща имеет неоднородный литологический состав, занимает стратиграфическую нишу между гирканскими и хвалынскими трансгрессивными отложениями. Ательские осадки представлены

в понижениях, выделяющихся на сейсмоакустических разрезах, чередованием суглинков и глин; возвышения, разделяющие палеодепрессии, сложены супесями в ассоциации с суглинками. Для них характерны большая плотность, малая влажность, трещиноватость, что свидетельствует о преобразовании грунтов в воздушной среде. Отмечены отдельные включения и послойные скопления растительного детрита, а также раковины пресноводных и наземных моллюсков. Палеонтологический материал характеризует водно-болотные условия пресноводных либо опресненных солоноватых неглубоких водоемов. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтных обстановок в Северном Прикаспии в эпоху регрессии Каспия от лесных с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепных и тундро-лесостепных, вызванных изменениями климата. Большое количество переотложенной пыльцы древних пород, часто хорошей сохранности, свидетельствует о высокой эрозионной активности в регрессивную эпоху.

Максимум ательской регрессии и образование эрозионных врезов на территории Северного Каспия отвечают максимальной фазе похолодания в калининскую (МИС 4) ледниковую эпоху. Ее завершающие стадии происходили в начальные фазы межстадиала (МИС 3). Согласно данным профилирования и строению скважин, уровень Каспия опускался до –100 м. В качестве причины снижения уровня нами рассматривается сброс вод гирканского бассейна по Манычу в Понт и развитие ледниковых климатических условий валдайской (МИС 4) эпохи. Максимум ательской регрессии Каспия коррелирует с максимумом посткарангатской регрессии Черного моря.

В стратиграфической схеме Каспия

ательская регрессивная толща как стратиграфический горизонт утановлена между гирканскими и нижними нижнехвалынскими отложениями. В Северном Прикаспии толща континентальных ательских отложений имеет большой временной объем и должна выделяться как ярус (или формация), выходящий за границы одного стратиграфического горизонта, в региональной стратиграфической схеме.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-00-00470); изотопные исследования проведены в рамках проекта РФФИ №18-05-00684.

Литература

- Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2007. – Т. 4. – №32. – С. 2-28.
- Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М. Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2017. – №6. – С. 96-101.
- Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 128 с.
- Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2018. – №3. – С. 77-88.
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря – М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1977. – 210 с.
- Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 1990. – №3. – С. 34-40.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 263 с.
- Православлев П.А. Материалы к познанию нижеволжских каспийских отложений. Ч. I. Астраханское Заволжье // Изв. Варшавск. ун-та. – 1908. – №2. – 1909. – №1. – С. 2-3.
- Чепалыга А.Л. Позднеледниковое обводнение в Понто-Каспийском бассейне как прототип Всемирного потопа. Экология антропогена и современности: природа и человек – СПб.: Гуманистика, 2004. – С. 83-88.
- Шаховец С.А. Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода). Авт. канд. дисс. – М., 1987. – 24 с.
- Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. – 2017. – №1. – С. 20-28.
- Badyukova E.N. History of Caspian Sea level oscillations in the late Pleistocene (If there was a great Khvalynian transgression and a deep Atelian regression?) / IGCP 610 Fourth Plenary Conference and Field Trip. – Tbilisi. Georgia, 2016. – P. 22-26.
- Berdnikova, A., Garova, E., Wesselingh, F., Yanina, T.A., Stoica, M., van de Velde, S. First results of stable oxygen isotope analysis of late Pleistocene sediments in the North Caspian basin / Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip, October 14-21, 2018, Antalya, Turkey. – Dokuman Evi, Avcilar Istanbul, 2018. – P. 34-36.
- Yanina, T.A., Sorokin, V., Bezrodnykh, Y., Romanyuk, B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. – 2018. – №465. – P. 130-141.

РЕЗОЛЮЦИЯ ВСЕРОССИЙСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ «VIII ЩУКИНСКИЕ ЧТЕНИЯ: РЕЛЬЕФ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ»

С 28 сентября по 1 октября 2020 года на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова прошла традиционная Всероссийская научная геоморфологическая конференция «VIII Щукинские Чтения: Рельеф и природопользование», посвященная 135-летию со дня рождения выдающегося отечественного геоморфолога, первого заведующего кафедрой геоморфологии географического факультета МГУ, профессора Ивана Семеновича Щукина. В конференции приняли непосредственное участие более 100 докладчиков из 16 городов России и пяти городов Ближнего Зарубежья (Казахстан, Белоруссия). Доклады подготовили сотрудники и коллективы 18 высших учебных заведений, 18 научно-исследовательских институтов и пяти производственных и коммерческих организаций, а также специалисты, ведущие научную работу по личной инициативе. Всего к публикации в сборнике материалов конференции принято 144 текста, избранные статьи рекомендованы к публикации в журнале «Геоморфология». В условиях сложной эпидемиологической обстановки конференция впервые прошла в дистанционном формате.

Конференция стала символической

вехой, отметившей 100-летие официальной отечественной геоморфологии (с момента открытия кафедры физической географии и геоморфологии в Петроградском университете в 1918 г.). В рамках специальной секции Щукинских Чтений прошел симпозиум по морской геоморфологии, посвященный 100-летию со дня рождения выдающегося геоморфолога Олега Константиновича Леонтьева, заведующего кафедрой геоморфологии МГУ с 1962 по 1986 гг.

Конференция констатирует, что Чтения прошли на высоком научном уровне, значительное количество участников свидетельствует о поступательном развитии геоморфологической науки. Тематика докладов была обширной (более 100 докладов систематизированы в 8 секциях и на пленарном заседании) и охватывала как теоретические проблемы, так и прикладные аспекты, связанные с внедрением в практику геоморфологических знаний, и методические аспекты применения современных технологий в геоморфологических исследованиях.

Прозвучавшие на конференции доклады отражают основные тенденции в геоморфологической науке в начале XXI века:

- геоморфологические аспекты инже-

нерных, социальных и экономических проблем занимают важное место в исследованиях геоморфологов последних лет. В связи с расширением области ресурсного освоения Арктики в последние годы значительные проблемы возникают не только на ненарушенных территориях, где освоение сталкивается с широким спектром геоморфологических опасностей, но также на участках, давно освоенных, где многие опасности стимулированы антропогенной деятельностью. Изучение опасных процессов, развитых в том числе на формах рельефа, созданных человеком, необходимо для грамотного планирования хозяйственной деятельности. Геоморфологическая оценка последствий катастрофических событий необходима для рационального размещения защитных сооружений и планирования инженерных мероприятий. С появлением большого количества открытых данных дистанционного зондирования возрос интерес к оценке площадного распространения антропогенных трансформаций рельефа — как прямых, так и косвенных, причем в самых разных районах — от Анголы и о. Кергелен до Российской Арктики, в различных природно-антропогенных ландшафтах. Установлены характерные для разных типов природопользования виды воздействия, оценивается их масштаб. Учет сведений о генезисе, морфологии и современной динамике рельефа (и субрельефа) при стратегическом планировании крайне важен как мера профилактики стихийных бедствий и природных катастроф, снижения ущерба от воздействия неблагоприятных геоморфологических процессов;

- расширяется использование геоморфологических знаний в рекреационно-туристической отрасли, при этом отмечается неразрывная связь многообразия природных

(в т.ч. геолого-геоморфологических) и культурно-исторических ресурсов, использование уникальных комплексов и отдельных форм рельефа в широком спектре туристских активностей;

- продолжаются активные исследования ледникового, эолового, криогенного, склонового, селевого, карстового морфолитогенеза в разных природных зонах, результатов неотектонических, сейсмических, гидро- и гляциоизостатических движений, структурно-геоморфологические исследования, в том числе — при геоморфологическом районировании территорий; остаются важной составляющей нашей деятельности картографирование и выявление пространственной дифференциации как экзогенных процессов, так и типов морфолито- и ландшафтогенеза в целом в разных масштабах. Уделяется внимание и глобальным проблемам геоморфологии: как в рамках обзора и установления терминологии в отдельных новых направлениях исследований, так и в рамках анализа глобального рельефа в связи с развитием природы Земли как планеты в целом;

- сохраняют свой высокий уровень исследования рельефа морских берегов и океанического дна, причем отмечается весьма значительный территориальный охват исследований — в пределах акваторий всех четырех океанов, включая арктические моря; рассматриваются разнообразные подводные геоморфологические обстановки: шельф, континентальный склон, срединно-океанические хребты, подводные горы, вулканические острова, грязе-вулканические провинции, береговая зона, а тематика подводных исследований включает проблемы геоморфодинамики, изучение состояния мантии и литосферы в связи с геоморфологически-

ми признаками, через особенности морфоструктуры, новейших и современных движений тектонической и гляциоизостатической природы, вопросы экзогенной динамики, палеогеографии, изменений уровня моря, классификации типов и форм рельефа дна в пределах отдельных морфологических зон;

- для геоморфологических исследований последних лет свойственны высокая степень детальности, углубленное совместное изучение рельефа и вещества, равно как существуют и важные обобщения, результирующие богатый полевой и методический материал, собранный и выработанный в ходе многолетних исследований;

- отмечаются бурный рост применения новых качественных цифровых и количественных методов как полевых, так и аналитических исследований, что позволяет существенно детализировать разрешение палеогеографической летописи; широкое использование комплексных подходов, современных технологий исследования, баз данных, привлечение данных БПЛА для локальных объектов, многолучевых эхолотов, сейсмоакустического зондирования и других; появление новых объектов исследования, хотя и известных ранее, но недоступных для изучения из-за отсутствия соответствующих методов; расширение применения разного рода моделирования (физического, математического) – как при постановке задач и планировании исследований, так и при интерпретации их результатов; возрастают глубина исследований и постановка новых вопросов с помощью тщательного изучения литературных и картографических источников прошлых веков; значительное увеличение числа междисциплинарных работ, усиление сотрудничества геоморфологов с криолитологами, почвоведками, археологами

и др. специалистами; расширяется область применения специализированных геоморфологических карт разного назначения, на более высоком уровне как осмысления и составления, так и техническом;

- подчеркивается важность выработки новых методических подходов к «нетипичным» ранее географическим объектам и соблюдения методик при повторных (в том числе стационарных) исследованиях, в частности более широкого применения текстурного, почвенного макроморфологического, гранулометрического анализов твердого вещества, 3D–моделирования рельефа (а также статистического распознавания его генезиса по ЦМР) и палеорельефа на различных масштабных уровнях — от мелкого до крупного и вплоть до наиболее детального в рамках конкретных геологических выработок и объектов;

- вызывает удовлетворение тот факт, что в высшем геоморфологическом образовании появляются новые прогрессивные формы обучения (как инициативные инновационные, так иногда и вынужденные, являющиеся реакцией на сложную эпидемиологическую обстановку). Совершенствуются учебные программы по геоморфологическим курсам в вузах смежных профилей. Отчетливо проявляется тенденция повышения внимания в геоморфологическом и экологическом образовании к вопросам геоморфологической безопасности. Позитивным моментом является постановка вопросов о повышении качества освещения процессов рельефообразования в средней школе. Проблемой является заметное снижение роли геоморфологии в геологической съемке, в съёмочных работах других направлений и разработке экологических экспертиз и инженерных нормативных документов, а как

следствие – сужение возможностей в организации производственных практик студентов. Сокращается количество вузов, ведущих направленную подготовку геоморфологов. Назрел вопрос о создании «паспорта специальности «геоморфолог». Совершенствование образовательного процесса тормозится и вследствие организационных сложностей — резко уменьшилась в последние годы возможность привлечения к чтению лекций специалистов из других организаций;

- важной позитивной тенденцией является активное участие студентов в научных исследованиях, а молодых выпускников и аспирантов – в образовательном процессе как в высшей, так и средней школе.

Конференция постановляет:

- важным ресурсом совершенствования научной деятельности является более активный обмен информацией между исследователями и научными школами, в этих целях необходимым представляется шире использовать современные дистанционные технологии;

- поддерживать наметившиеся тенденции использования новейших методов исследования, а также методов из смежных наук о Земле; использовать полимасштабный подход к восприятию географической и геоморфологической среды, а также к ее анализу и верификации имеющихся интерпретаций;

- инициировать и всячески содействовать деятельности по увеличению значимости геоморфологических карт в рамках создания Государственной геологической карты наиболее используемых масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, добиваться возобновления составления такой карты в этих же масштабах в рамках единого обязательного комплекта (наряду с картами дочетвертичных и четвертичных пород, полезных ис-

копаемых и пр.) представляется важным как для расширения геоморфологических знаний, так и для практического использования их;

- добиваться включения специалистов-геоморфологов и их коллективов в выработку новых и в ревизию действующих нормативных документов с учётом современных данных о рельефе и рельефообразовании;

- назрел вопрос о создании «паспорта геоморфолога»; необходимо внедрение в образовательный процесс «обменных» лекций (в том числе — дистанционного формата) и «обменных» практик на базе учебно-научных станций вузов, ведущих подготовку геоморфологов;

В реализации намеченных задач активную роль должна сыграть Ассоциация геоморфологов России. В рамках конференции прошло ее очередное отчетно-выборное заседание, на котором с отчетом выступили президент Ассоциации профессор Г.Я. Барышников и ученый секретарь профессор А.В. Панин. Их работа единогласно была признана удовлетворительной, делегаты поблагодарили руководство Ассоциации за плодотворную работу. Новым президентом Ассоциации единогласно избран профессор, д.г.н. Андрей Владимирович Бредихин, ученым секретарем (тоже единогласно) — с.н.с., к.г.н. Екатерина Юрьевна Матлахова.

Оргкомитет конференции искренне благодарит всех её участников за интересные доклады и содержательную дискуссию.

До встречи на следующих Щукинских Чтениях!

ПАМЯТИ УШЕДШИХ КОЛЛЕГ

*О милых спутниках, которые наш свет
Своим сопутствием для нас животворили,
Не говори с тоской: их нет,
Но с благодарностью: были.
В.А. Жуковский, 1821*

Пять лет миновало после VII Щукинских чтений, состоявшихся в мае 2015 г. Прощаясь с коллегами после конференции и надеясь увидеться вновь, мы желали друг другу удачи, здоровья, новых экспедиций, статей и книг. И никто не предполагал, что многих мы уже не увидим, не услышим их докладов, рассказов, вопросов, смеха. С этим трудно смириться, трудно представить, что людей, с которыми ты только что обсуждал острые вопросы науки и жизни, больше нет в этом мире, – по словам народов Севера, они ушли в другой, нижний мир. Но они остались в памяти, в воспоминаниях, в своих статьях и книгах, значит, они по-прежнему среди нас, но в другом измерении.

Печальная участь открыть это тяжелейшее в истории отечественной науки пятилетие выпало на долю известного геоморфолога и палеогеографа профессора А.А. Величко, ушедшего от нас 11 ноября того же 2015 г. Через 10 дней скончалась Л.А. Дмитриева, партизанка Великой Отечественной войны, через полгода, в июне 2016 г. — выдающийся одноклассник А.А. Величко профессор П.А. Каплин. Январь 2016 г. оказался роковым для профессора Г.С. Ананьева. В мае 2017 г. мы потеряли Л.С. Пантелеева, в июле — В.Ф. Перова, осенью — А.И. Введенскую. В январе

2018 г. не стало В.К. Лапердина (Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск), в августе — Т.Н. Воскресенской, в ноябре — А.Н. Рудого (Томский государственный университет), в декабре — В.С. Лямина.

Особенно большие потери ждали наше геоморфологическое сообщество в последние два года. В июле 2019 г. ушли из жизни Е.Г. Маев, Т.Ю. Симонова, в августе — Ю.Г. Симонов, в конце года — С.А. Лукьянова и С.П. Горшков. В первой половине 2020 г. сообщения об уходе наших учителей, коллег, друзей и соратников поражали нас ежемесячно и, увы, не по одному разу. Год начался грустно — потерей Д.Д. Бадюкова, О.А. Борсука, Г.М. Немцовой. Печальная зима сменилась поистине чудовищной весной...

С интервалами в несколько недель и даже дней ушли В.В. Колька (Геологический институт КНЦ РАН) и люди, на которых держался многие годы наш коллектив — Е.И. Игнатов (14.05.2020) и Г.И. Рычагов (16.05.2020). Лето продолжило печальную жатву, — нас покинули Н.А. Богданов (Институт географии РАН), С.А. Макаров (Институт географии СО РАН, г. Иркутск) и многолетний друг нашей Беломорской студенческой практики М.А. Широкова (Биологический факультет МГУ).

Тяжелее всего пришлось ветеранам, выпускникам нашей кафедры далекого 1953

года, они за истекшее пятилетие потеряли сразу четверых своих товарищей — А.А. Величко, П.А. Каплина, В.Ф. Перова и Г.И. Рычагова. На двоих стало меньше в группах выпускников 1960 и 1961 годов, их покинули В.С. Лямин и Т.Н. Воскресенская (год 1960-й); Г.М. Немцова и О.А. Борсук (год 1961-й).

Все это происходило на фоне разрастающегося отечественного и мирового бедствия. «Не минула чаша сия» и наших коллег по факультету: криолитологов, экономико-географов,

океанологов, коллег по ассоциации геоморфологов. Увы, мы не можем здесь вспомнить всех, и просим прощения за это.

О каждом мы могли бы составить отдельную статью, книгу, ибо их след в науке, преподавании, да и просто в нашей жизни глубок и неизгладим... Многие стали легендой при жизни.

Публикуемые здесь портреты — наша скромная дань памяти об ушедших. Пусть земля им будет пухом, а наши воспоминания полны не только печалью, но и светом...

*С.И. Антонов, Ф.А. Романенко
Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, географический
факультет, кафедра геоморфологии
и палеогеографии*



*Андрей Алексеевич Величко
27 июня 1931 – 11 ноября 2015*



*Павел Алексеевич Каплин
31 октября 1930 – 5 июня 2016*



А.А. Величко, 2014 г.



*Людмила Анисимовна Дмитриева (Бай)
6 марта 1925 – 21 ноября 2015*



*Молодые ученые 1960-х
П.А. Каплин и Л.Г. Никифоров, 1967 г.*



Герман Сергеевич Ананьев
13 сентября 1935 – 27 января 2016



Г.С. Ананьев — первокурсник
Хибины, 1954 г.



Г.С. Ананьев на лекции, 2006-2008 гг.



*Леонид Сергеевич Пантелеев
1944 - 2017*



*Алла Ивановна Введенская
1939 - 2017*



*Вениамин Федорович Перов
19 июля 1931 - 5 июля 2017*



*Татьяна Николаевна Воскресенская
7 декабря 1937 - 14 августа 2018*



*Валерий Кириллович Лапердин
(Институт земной коры СО РАН)
29 января 1938 – 3 января 2018*



*Алексей Николаевич Рудой
(Томский государственный университет)
19 августа 1952 – 22 ноября 2018*



*Валентин Сергеевич Лямин
19 июня 1934 – 2 декабря 2018
Рядом с ним — С.А. Лукьянова и Г.И. Рычагов, 2008 г.*



*Татьяна Юрьевна Симонова
4 октября 1951– 5 июля 2019*

Т.Ю. Симонова и Ю.Г. Симонов, 2000-е гг.





*Егор Георгиевич Маев
8 ноября 1931 – июль 2019*



*Е.Г. Маев на Беломорской практике
2005 г.*



*Юрий Гаврилович Симонов
17 марта 1923 – 14 августа 2019*



*Ю.Г. Симонов
1945 г.*



*Ю.Г. Симонов и Г.И. Рычагов
Крым, 1969 г.*



*Светлана Анатольевна Лукьянова
26 января 1936 – 13 ноября 2019*



*С.А. Лукьянова
1963 г.*



*С.А. Лукьянова
Дагестан, 1966г.*



*С.А. Лукьянова
1970-е гг.*



*С.А. Лукьянова
и Г.А. Сафьянов
2018 г.*



*Сергей Павлович Горшков
1 августа 1932 – 5 декабря 2019*



*Галина Михайловна Немцова
25 сентября 1939 – 14 февраля 2019*



*Олег Анатольевич Борсук
9 октября 1939 – 2 февраля 2020*



*Данила Дмитриевич Бадюков
14 августа 1949 – 15 января 2020*



О.А. Борсук и Р.С. Чалов, 2018 г.



*Василий Васильевич Колька
(Геологический институт
КНЦ РАН)*

4 октября 1957 – 23 апреля 2020



*В.В. Колька
Кандалакиский берег, 2007 г.*



*Евгений Иванович Игнатов
27 февраля 1938 – 14 мая 2020*



*Е.И. Игнатов – младший сержант
1958 г.*



*Е.И. Игнатов — сотрудник
10-ой Советской Антарктической
экспедиции, станция Мирный, 1965 г.*



*Е.И. Игнатов на Беломорской практике
2010-е гг.*



*Георгий Иванович Рычагов
26 апреля 1924 – 16 мая 2020*



*Г.И. Рычагов
май 1945 г.*



*Г.И. Рычагов
и Лев Георгиевич
Никифоров
Дагестан, 1966 г.*



Г.И.Рычагов принимает поздравления от ректора, 2013 г.



Г.И. Рычагов, 2014 г.



Коллеги моряки и морячки, 2003 г..

Слева направо: С.А. Лукьянова, Г.И. Рычагов, Г.Д. Соловьева, Е.И. Игнатов



*Николай Александрович Богданов
(Институт географии РАН)
23 марта 1954 – 16 июня 2020*



*Станислав Александрович Макаров
(Институт географии
имени В.Б. Сочавы СО РАН)
3 февраля 1951 – 29 июля 2020*



*Марина Александровна Широкова (Биологический факультет МГУ)
26 мая 1950 – 14 августа 2020*

*Слева направо: М.А. Широкова, И.А. Косевич, Е.И. Игнатов
Беломорская биологическая станция (ББС) МГУ, 2005 г.*

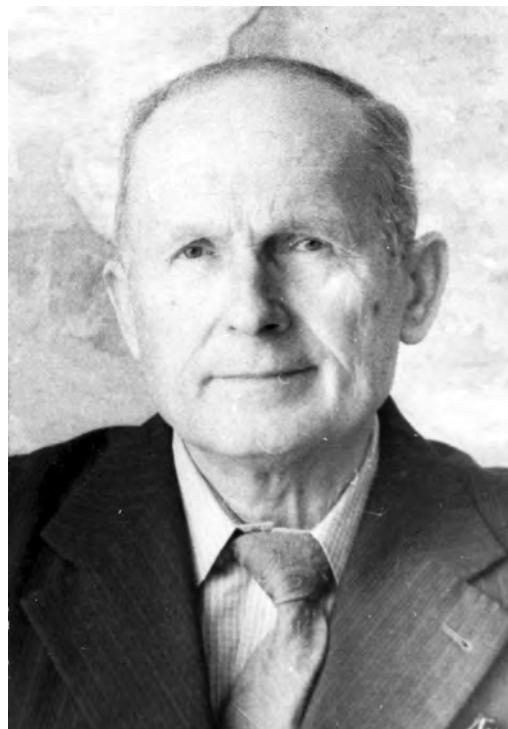


Кафедра геоморфологии, 1984 г..

*Слева направо, верхний ряд: Н.В. Хмелева, Е.И. Игнатов, А.А. Лукашов, Л.М. Шипилова,
С.С. Воскресенский, Л.Д. Бычкова, К.П. Кривулин, Г.С. Ананьев, Ю.Г. Симонов,
В.И. Мысливец; нижний ряд: Л.А. Дмитриева, С.В. Лютцау, Л.Д. Скорнякова,
С.А. Лукьянова, О.К. Леонтьев, Н.В. Башенина, Л.Б. Аристархова*



*Олег Константинович Леонтьев
19 февраля 1920 – 13 декабря 1988
К 100-летию со дня рождения*



*Алексей Иванович Спиридонов
14 марта 1910 – 3 июля 2000
К 110-летию со дня рождения*



*Иван Семёнович Щукин
28 апреля (10 мая) 1885 – 11 октября 1985
К 135-летию со дня рождения*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Абдиева С.В. 423
Авдоница А.М. 59, 150, 186, 393
Агафонова Е.А. 598
Агранов Г.Д. 630
Акпамбетова К.М. 428
Алексеева В.А. 321, 463, 553, 564
Анохин В.М. 603, 636, 729
Антонов С.И. 116, 590, 761
Аюнова О.Д. 520

Б

Бадюкова Е.Н. 254, 718
Баженова О.И. 382
Баранов Д.В. 259, 559
Баранская А.В. 609
Бардаш А.В. 514
Барышников Г.Я. 22
Батаев Ю.В. 65
Бевз В.Н. 164
Беличенко А.Е. 735
Белоус О.В. 613, 617
Белоусова А.В. 132
Беляев В.Р. 186, 234, 363, 485, 564, 569
Беляев П.Ю. 111, 269
Беляев Ю.Р. 126, 132, 234, 248, 264, 386, 564
Бердникова А.А. 752
Богданова О.А. 186
Боголюбский В.А. 137, 143
Болиховская Н.С. 275, 752
Болтрамович С.Ф. 48, 86
Болысов С.И. 59, 65, 143, 393, 564, 569
Большаинов Д.Ю. 353
Бондарь В.В. 150
Бондарь И.В. 150
Борисов А.П. 495, 686
Бредихин А.В. 15, 79, 569
Бричева С.С. 313

Бронникова М.А. 264
Брылев В.А. 433
Булгаков Р.Ф. 621
Буркова А.А. 65
Бутузова Е.А. 65
Быковская О.П. 209

В

Власов М.В. 72, 79
Водорезов А.В. 180, 281
Воробьев А.Ю. 470, 473
Ворошилов Е.В. 79

Г

Гакаев Р.А. 156
Галанин А.А. 159
Галкин А.Н. 418, 526
Гаранкина Е.В. 234, 286, 363, 501, 564
Герасимова М.В. 701
Голосов В.Н. 174, 536
Горбунов А.С. 164, 209
Горбунова Т.А. 337
Гринфельдт Ю.С. 437
Грохольский А.Л. 630
Гуринов А.Л. 132, 234, 386, 476
Гусаков И.Н. 390

Д

Дедова И.С. 292, 433
Деркач А.А. 65, 306, 393, 564, 569
Джавахашивили П.С. 306
Дикарев В.А. 626
Добролюбова К.О. 689
Долгополова Е.Н. 655
Дорошенко М.М. 569
Другов М.Д. 482
Друщиц В.А. 297
Дубинин Е.П. 630, 667

Дугержаа Ч.Ш. 520
Дудаков М.О. 636
Дудакова Д.С. 636

Е

Евдокимов В.И. 302
Еременко Е.А. 79, 143, 306, 393, 564, 569
Ермаков А.В. 641
Ермаков В.А. 641
Ермолов А.А. 646, 651

Ж

Жиндарев Л.А. 718
Жиров А.И. 48, 86
Журавлев П.Д. 393

З

Зазовская Э.П. 313
Зарайская Ю.А. 689, 713
Зарецкая Н.Е. 259
Захаров А.Л. 168, 313, 317
Захаров М.С. 111
Захарова Э.Д. 485

И

Иваницкий О.М. 495
Иванова В.В. 111
Измайлов М.Я. 399
Измайлов Я.А. 390, 399
Илюшин Д.Г. 646, 651
Иоч М.Э. 306
Исупова М.В. 655

К

Кадыров А.С. 470, 473
Кажукало Г.А. 65, 137
Казьмин С.П. 402
Калыгин М.Н. 86
Каревская И.А. 313
Карпухина Н.В. 313

Кедич А.И. 174, 536
Кизяков А.И. 646, 651
Ким В.И. 96
Кирякова М.Н. 143
Колбовский Е.Ю. 490
Коломиец В.Л. 358
Комаров М.М. 180
Константинов Е.А. 168, 313, 317
Корженков А.М. 423
Кортаев В.Н. 661
Костомаха В.А. 116
Кохан А.В. 667, 713
Кошим А.Г. 441
Кравцова В.И. 707
Кривцов В.А. 180, 281
Кузнецов М.А. 186, 673, 679
Кузьмина Т.Г. 686
Курбанов Р.Н. 313

Л

Ларин С.И. 321
Ларина Н.С. 321
Лаухин С.А. 321
Лауэр Т. 337
Лебедева Е.В. 453
Левина Н.Б. 192
Леонова Т.Д. 617
Ликотов Е.Ю. 198, 407
Линник В.Г. 495
Лобачева Д.М. 393
Лобков В.А. 501
Локтев А.С. 111
Лопатин Д.В. 48
Луговой Н.Н. 65, 106, 186, 476, 679, 718
Лукашов А.А. 27, 202, 448
Лукманов Р.А. 686

М

Мазарович А.О. 689
Мазнев С.В. 694
Мазнева Е.А. 317
Макаров С.А. 382

Макарова Н.В. 122, 579
Макеев В.М. 122, 225
Маккавеев А.Н. 91
Макшаев Р.Р. 698
Матвеев Д.В. 96
Матлахова Е.Ю. 326, 332, 564, 569
Махинов А.Н. 96
Мешалкин К.А. 192
Мироненко И.В. 495
Миронюк С.Г. 37
Митяев М.В. 701
Михайлова М.В. 707
Михайлюкова П.Г. 646
Михно В.Б. 209
Мишурицкий Д.В. 453
Моляренко В.Л. 418
Монгуш Б.С. 520
Монгуш Ш.В. 520
Мороз Е.А. 689, 713
Мысливец В.И. 213, 569, 590, 718

Н

Назаров И.С. 460
Неходцев В.А. 100, 508
Никонов А.А. 219, 723
Новичкова Е.А. 598
Норейка С.Ю. 368

О

Огородов С.А. 694
Омельченко Ю.Г. 65, 143, 306, 393
Опекунова М.Ю. 413, 514
Осинцева Н.В. 337

П

Павловский А.И. 418
Паниди Е.А. 531
Панин А.В. 259, 264, 326, 332
Пикулик Е.А. 225
Писцова М.А. 65, 393
Платонова С.Г. 231
Плетнев С.П. 603, 729

Поздняков А.В. 343, 347
Поляков Д.Г. 368
Полякова Е.И. 598
Пономарева В.В. 317
Портнягин М.В. 317
Посаженникова В.С. 143
Потапова В.И. 143, 393
Правкин С.А. 353
Пупышев Ю.С. 343, 347
Пучкин А.В. 347

Р

Разумовский А.А. 713
Разумовский Р.О. 65, 137
Репкина Т.Ю. 476, 718, 735
Рогов В.В. 132
Романенко Ф.А. 106, 761
Рудинская А.И. 234
Русаков В.Ю. 686
Рыбалко А.Е. 48, 111, 269
Рыжов Ю.В. 358
Рычагов Г.И. 673
Рябуха А.Г. 368

С

Самбуу А.Д. 520
Санин А.Ю. 742
Санкова Е.А. 531
Сафьянов Г.А. 718
Свиточ А.А. 43, 698
Седышева Т.Е. 603, 729
Сёмочкина А.Е. 363
Сергеев А.В. 582
Сергеева А.М. 441
Сидорчук А.Ю. 243
Скрипко В.В. 231
Смирнов А.В. 393
Смирнов М.В. 358
Смирнова В.В. 306
Смирнова С.В. 306
Смоктунувич Т.Л. 448
Соколов А.В. 495

Соколов С.Ю. 689, 713
Сорокин В.М. 752
Стрелецкая И.Д. 368
Стрельников А.А. 423
Субетто Д.А. 269
Судакова Н.Г. 116
Суханова Т.В. 122, 225, 239, 579
Сухих Е.А. 713
Сычев Н.В. 317

Т

Тарбеева А.М. 243
Татарников О.М. 373
Темирбекова Н.Р. 126
Тиапп Х. 337
Ткач Н.Т. 698
Тогызбай М.К. 463
Торбенко А.Б. 526
Трофимец Л.Н. 531
Тсукамото С. 317
Турко Н.Н. 747
Тюменцева Е.М. 382, 585
Тюнин Н.А. 186
Тяпкина А.П. 531

У

Украинцев В.Ю. 332
Успенская О.Н. 264
Успенский М.И. 174, 536

Ф

Федин А.В. 495
Филиппова К.Г. 168
Фрехен М. 317
Фузеина Ю.Н. 72, 79, 143, 306, 564, 569

Х

Харченко С.В. 174, 363, 485, 536, 543, 564
Хон А.В. 347
Хошраван Г. 43

Ч

Чаадаева Н.Н. 531
Чеченков П.Д. 65
Чичагов В.П. 18

Ш

Шарапова А.В. 132
Шварев С.В. 32, 91, 536
Шелушинин Ю.А. 548
Шеремецкая Е.Д. 564, 569
Шершнева О.В. 418
Шишкин В.С. 248
Шмидт И.В. 337
Шнайдер Б. 337
Шоркунов И.Г. 363
Штойбле Х. 337
Щербаков В.А. 111

Я

Яковенко А.К. 65, 306
Яковлев И.Г. 368
Яковлева А.П. 186, 735
Янина Т.А. 43
Янина Т.А. 752

Научное издание

VIII Щукинские чтения:
рельеф и природопользование

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием

Главный редактор: Бредихин А.В.

Редакторы: Большов С.И., Лукашов А.А., Панин А.В., Бадюкова Е.Н.,
Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Гаранкина Е.В., Еременко Е.А., Мысливец В.И.,
Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Фузеина Ю.Н., Харченко С.В., Шеремецкая Е.Д.

Техническая редакция: Шеремецкая Е.Д., Гаранкина Е.В.
Вёрстка: Шеремецкая Е.Д.

Электронное издание

Усл.-печ. Л. 90,44

<http://www.shchukinconference2020.ru/>

ISBN 978-5-89575-251-7

ISBN 978-5-89575-251-7



9 785895 752517