

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 5 • 2017 • СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса	3
Зайцев В.А., Керимов В.Ю., Рябухина С.Г., Бондарев А.В. Современная геодинамика и ее влияние на вторичные фильтрационные свойства коллекторов северо-восточной части Сахалинского шельфа	16
Короновский Н.В. Флюидогенные брекчии в Дарьяльском ущелье р. Терек (Центральный Кавказ)	24
Маринин А.В., Ступин С.И., Копаевич Л.Ф. Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ)	29
Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Цикло-стратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы	41
Гурский Ю.Н. Выявление и оценка уровня антропогенных загрязнений на основе геохимического изучения иловых вод морских и пресноводных отложений	49
Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Яблонская Д.А. Геохимический мониторинг пылевых выпадений от автомагистрали с использованием портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра	59
Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В. Платиновая минерализация массивных хромититов Иовского дунитового тела (Северный Урал)	68
Демонина А.Ю., Харитонов Н.А., Корзун А.В., Сардобин А.И., Челноков Г.А. Химический состав азотных термальных вод бальнеоклиматического курорта Ходжа-Оби-Гарм (Таджикистан)	77

CONTENTS

Lubnina N.V., Slabunov A.I. Karelian craton in the structure of the Neo-Archaean supercontinent Kenorland: new paleomagnetic and isotopic-geochronological data on granulites of the Onega complex	3
Zaitsev V.A., Kerimov V.Yu., Ryabukhina S.G., Bondarev A.V. Modern geodynamics and its influence on the secondary filtration properties of the collectors of the northeast part of the Sakhalin shelf	16
Koronovsky N.V. Fluidolite's breccias in the Darial Gorge of the Terek River (Central Caucasus Mountains)	24
Marinin A.V., Stupin S.I., Kopaevich L.F. Structure and stratigraphy of the Agoi olistostrome (NW Caucasus)	29
Badulina N.V., Gabdullin R.R., Ivanov A.V., Nigmatzhanov T.I. Cyclostratigraphic correlation of Cenomanian and turonian deposits of Eastern-European platform	41
Gursky Yu.N. Reveal appraisal level of anthropogenic pollution on the basis of geochemistry studying the interstitial waters of marine and freshwater sediments	49
Lubkova T.N., Mitoyan R.A., Yablonskaya D.A. Geochemical monitoring of atmospheric dust fallout from the highway using a portable EDXRF	59
Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Khanin D.A., Antonov A.V. PGE mineralization of massif chromitites of Iov dunite massif (Northern Urals)	68
Demonova A., Kharitonova N., Korzun A., Sardorov A., Chelnokov G. The chemical composition of the nitrogen thermal waters of the balneoclimatic of Khoja-Obi-Garm Spa (Tajikistan)	77

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

Н.В. Лубнина¹, А.И. Слабунов²

КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН В СТРУКТУРЕ НЕОАРХЕЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА КЕНОРЛЕНД: НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНУЛИТАМ ОНЕЖСКОГО КОМПЛЕКСА³

Новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные, полученные для неоархейского Онежского гранулитового комплекса, позволили реконструировать положение Карельского кратона в составе неоархейского суперконтинента Кенорленд. Выполнены геологические корреляции для кратонов Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюпириор, Слейв. Сопоставление независимых геологических и палеомагнитных данных позволило предложить новую конфигурацию неоархейского суперконтинента Кенорленд. Положение древнего ядра Карельского кратона (Водлозерского террейна), расположенного на северо-западной периферии структуры суперконтинента, реконструировано на основании полученных ранее палеомагнитных данных о неоархейских санукитоидах Панозерского массива и новых данных о гранулитах Онежского комплекса.

Ключевые слова: Карельский кратон, неоархей, суперконтинент Кенорленд, палеомагнетизм, U–Pb датирование, Онежский гранулитовый комплекс.

New paleomagnetic and isotopic-geochronological data obtained for Neoarchean Onega granulite complex, were used to reconstruct the position of the Karelian craton in the Neoarchean supercontinent Kenorland. Geological correlations were made for the Karelian, Kaapvaal, Pilbara, Superior, and Slave cratons. Comparison of independent geological and paleomagnetic data allowed us to propose a new configuration of the Neoarchean supercontinent Kenorland. The position of the ancient core of the Karelian craton (the Vodlozero terrane), located in the North-Western margin of the supercontinent structure, reconstructed based on the previously paleomagnetic data for the Neoarchean Panozero sanukitoid massif and new one for granulite of Onega complex.

Key words: Karelian craton, NeoArchean, supercontinent Kenorland, paleomagnetism, U–Pb dating, Onega granulite complex.

Введение. Проведенные реконструкции неоархейского суперконтинента Кенорленд основаны на анализе геологических и палеомагнитных данных для кратонов Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюпириор, Слейв [Лубнина, Слабунов, 2009, 2011; Slabunov, Lubnina, 2016]. Они во многом базировались на палеомагнитных данных. В частности, положение древнего ядра Водлозерского террейна оценивалось по результатам изучения Панозерского санукитоидного массива, расположенного на северо-западной периферии структуры [Лубнина, Слабунов, 2009]. Вместе с тем, в составе этого террейна известны неоархейские гранулиты (онежский или карицкий по [Костин, 1989] гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс), палеомагнитные данные о которых крайне важны для тестирования геодинамической реконструкции неоархейского суперконтинента Кенорленд.

Геология гранулитов Онежского комплекса. Гранулитовые комплексы достаточно широко распространены в архее восточной части Фенно-

скандинавского щита (рис. 1, А), и они могут быть объектами для палеомагнитных исследований.

В пределах неоархейского Карельского кратона известны следующие гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы (рис. 1, А): Вокनावолокский, Тулосский, Онежский, Варпаисъярвинский и Пудасъярвинский [Король, 2009; Слабунов и др., 2006, 2015] и ссылки в этих работах. Большая часть гранулитовых комплексов провинции сформировалась в неоархее. Все они обнаруживают определенные черты сходства и в основном сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, которые содержат включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. Наиболее молодыми компонентами комплекса могут быть чарнокиты.

Онежский неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается на границе центрального и периферического доменов Водлозерского террейна Карельского кратона (рис. 1, Б).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; *e-mail*: natalia.lubnina@gmail.com

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, лаборатория петрологии и тектоники, зав. лабораторией; *e-mail*: slabunov@krc.karelia.ru

³ Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проекты № 15-05-09288, 17-05-01270) и на приборах, закупленных по Программе развития Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова.

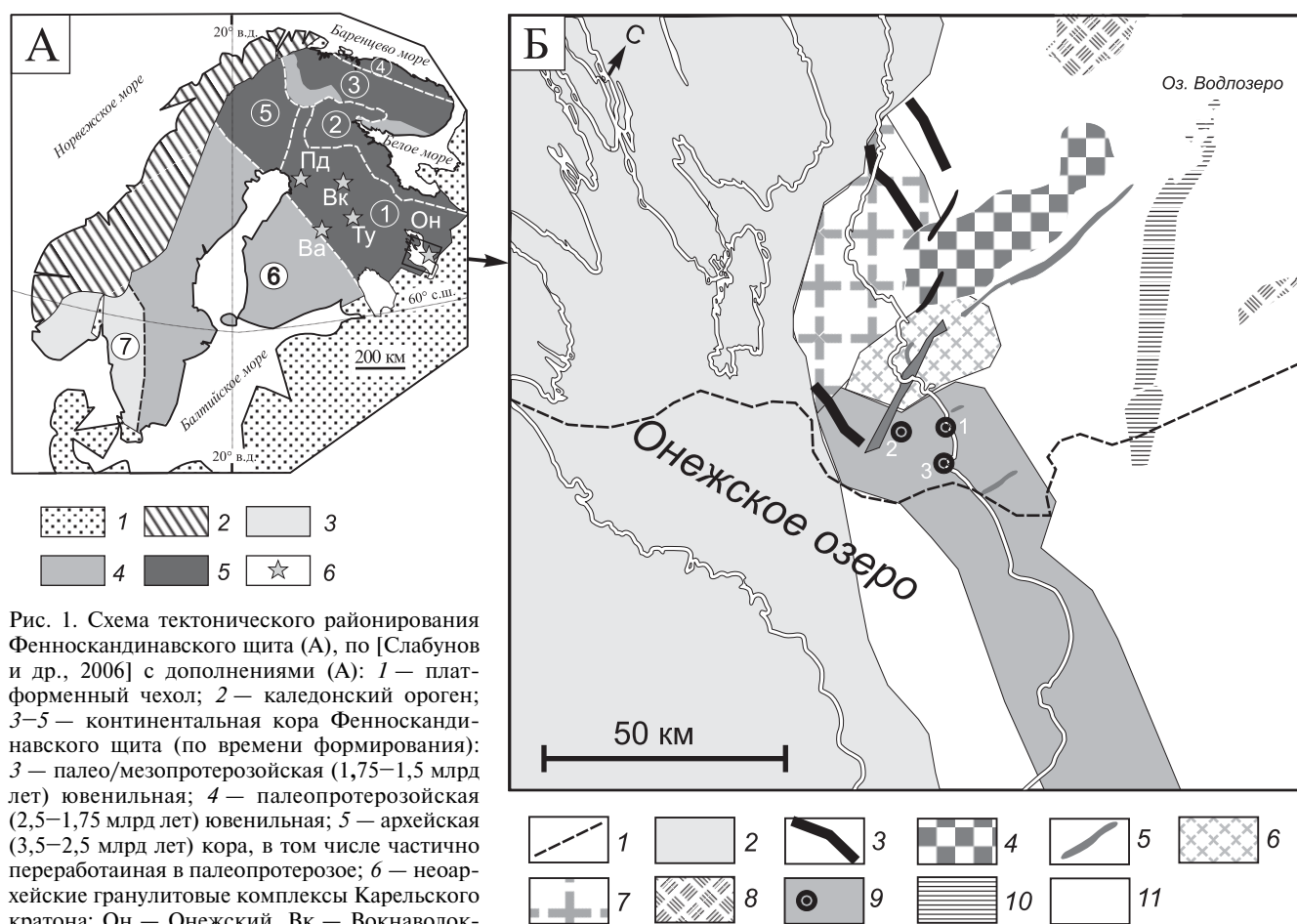


Рис. 1. Схема тектонического районирования

Фенноскандинавского щита (А), по [Слабунов и др., 2006] с дополнениями (А): 1 — платформенный чехол; 2 — каледонский ороген; 3–5 — континентальная кора Фенноскандинавского щита (по времени формирования): 3 — палео/мезопротерозойская (1,75–1,5 млрд лет) ювенильная; 4 — палеопротерозойская (2,5–1,75 млрд лет) ювенильная; 5 — архейская (3,5–2,5 млрд лет) кора, в том числе частично переработанная в палеопротерозое; 6 — неоархейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: Он — Онежский, Вк — Вокнаволоцкий, Ту — Тулосский, Ва — Варпаисъярвинский, Пд — Пудасъярвинский. Цифры в кружках — главные структуры Фенноскандинавского щита: 1 — Карельский кратон; 2 — Беломорский подвижный пояс; 3 — Кольский террейн Лапландско-Кольского орогенического пояса; 4 — Мурманский кратон; 5 — кратон Норрботтен; 6 — Свекофенский орогенический пояс; 7 — Свеко норвежский орогенический пояс.

Схема геологического строения района Онежского озера и положение объектов палеомагнитных исследований (Б), составлена на основании [Костин, 1989; Куликов и др., 2017; Слабунов и др., 2011] (Б): 1–5 — протерозойские образования: 2 — осадочные, вулканогенные комплексы, силлы основных пород; 3 — людиковийские и ятулийские дайки габброидов, долеритов, перидотитов; 4 — Бураковский перидотит-габброноритовый расслоенный плутон (2,45–2,37 млрд лет); 5 — дайки габброидов (2,5–2,4 млрд лет); 6–11 — архейские образования: 6 — крупнозернистые граниты онежского комплекса; 7 — граниты тубозерского комплекса; 8 — порфириовидные граниты Кубовского комплекса (2,7 млрд лет); 9 — Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс (2,74 млрд лет) (площадь распространения показана на основании анализа аномалий магнитного поля); 10 — мезоархейский Маткалахтинский зеленокаменный пояс; 11 — ТТГ с разнообразными гранитоидами (Кальинско-водлозерский комплекс) (3,2–2,7 млрд лет).

Цифрами на схеме обозначены точки палеомагнитного опробования: 1 — м. Черный; 2 — о. Б. Гольцы; 3 — Бесов Нос

Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла, по ним сложно судить об истинных размерах массива. Однако, судя по особенностям структуры магнитного поля, гранулитовый комплекс составляет тело размером (в плане) 100 км по простиранию и 25 км в ширину (рис. 1, Б). Прямые контакты комплекса с окружающими породами не обнажаются, но по геофизическим данным уверенно фиксируется секущее по отношению к гранулитам положение неопротерозойских (~2,505 млрд лет) и палеопротерозойских (~1,97 млрд лет) даек [Куликов, и др., 2017] и ссылки в этой работе.

Рассматриваемый гранулитовый комплекс состоит из двух компонентов — гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитоподобных

фрагментов основных, средних и кислых гранулитов, реже высокомагнезиальных пород (горнблендитов). Гранулиты образуют ксенолитовидные тела среди эндербитов-чарнокитов.

Эндербиты состоят из плагиоклаза, кварца, ортопироксена, в чарноэндербитах и чарнокитах присутствуют калиевый полевой шпат (ортоклаз) обычно с микропертитовым строением [Слабунов и др., 2011, 2015]. Для плагиоклазов весьма характерны антипертиты [Костин, 1989]. Кроме ортопироксена в породах могут присутствовать клинопироксен и биотит. В целом отмечается крайне плохая сохранность темноцветных минералов, в первую очередь пироксенов, по которым образуются ассоциации низкотемпературных минералов. Условия становления гранулитовых ассоциаций в этих породах по наиболее сохранившимся раз-

новидностям оцениваются следующим образом: $T=750\div 830$ °С, $P=5,1\div 5,3$ кбар [Слабунов и др., 2011, 2015].

По петрохимическим характеристикам эндробиты–чарнокиты этого комплекса варьируют от диоритов, тоналитов, гранодиоритов до гранитов известково-щелочной серии (рис. 2, а, в; табл. 1). Наиболее поздние крупнозернистые разности эндробитов отвечают по составу диоритам–гранодиоритам. Обращает на себя внимание отсутствие разностей с содержанием SiO_2 60–67%. Вместе с тем такой состав обычен для кислых и средних гранулитов, блоки которых находятся среди эндробитов–чарнокитов.

Гранитоиды этой группы и по геохимическим характеристикам имеют значительное сходство с породами тоналит–грондjemит–гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. Спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) дифференцированный, с близким к ТТГ низким уровнем значений нормированного содержания тяжелых РЗЭ (рис. 2, д). Для пород характерно обеднение Nb относительно La и Th (рис. 2, д). Гранулиты среднего и кислого составов состоят из ортопикоксена, клинопикоксена, плагиоклаза, биотита, кварца, встречаются ортоклаз и амфибол. По составу они отвечают диоритам–кварцевым диоритам известково-щелочной серии (рис. 2, б, г; табл. 1) и существенно отличаются от эндробитов–чарнокитов более низким содержанием SiO_2 . Еще больше эти две группы отличаются по геохимическим особенностям. Последние, в отличие от эндробитов, характеризуются меньшей дифференциацией спектра распределения РЗЭ, хорошо выраженной положительной Zr аномалией (относительно Nd и Sm), а главное — меньшим уровнем деплетированности по РЗЭ (рис. 2, д).

Основные гранулиты представляют собой двупироксеновые кристаллосланцы, в условиях хорошей сохранности состоящие из орто- и клинопикоксенов, плагиоклаза. Условия становления гранулитов по наиболее сохранившимся разновидностям оцениваются так: $T=750\div 870$ °С, $P=5,5\div 6,5$ кбар [Слабунов и др., 2011, 2015]. Основные гранулиты (двупироксеновые кристаллосланцы) по петрогеохимическим особенностям отвечают базальтам толеитовой серии (рис. 2, б, г; табл. 1). Для них характер-

Таблица 1

Химический состав пород Онежского гранулит–эндробит–чарнокитового комплекса (оксиды — масс.%, элементы — г/т)

Состав	Порода, номер анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	57,52	68,82	71,44	70,28	48,62	51,80	48,92	52,44	66,40	55,00
TiO_2	0,90	0,41	0,22	0,33	0,88	0,13	1,21	0,79	0,74	1,04
Al_2O_3	18,00	16,20	14,78	14,98	15,45	4,89	14,42	17,83	16,03	16,85
Fe_2O_3	1,77	1,00	0,57	1,44	3,05	2,42	3,90	2,36	1,50	1,23
FeO	4,45	1,86	1,43	0,87	8,75	10,70	8,91	6,03	2,73	7,61
MnO	0,11	0,03	0,03	0,03	0,19	0,28	0,20	0,13	0,04	0,18
MgO	2,26	1,16	0,78	0,82	7,90	14,22	6,46	4,80	1,54	5,84
CaO	5,36	2,90	2,53	2,47	9,43	11,02	10,28	8,54	3,48	6,04
Na_2O	5,34	4,74	4,29	4,42	2,77	0,29	3,43	4,53	4,54	3,88
K_2O	1,29	1,91	3,22	3,00	0,84	0,15	0,78	0,90	1,53	0,89
P_2O_5	1,65	0,16	0,09	0,10	0,13	0,01	0,14	0,16	0,27	0,29
H_2O	0,15	0,06	0,09	0,13	0,05	0,26	0,07	0,09	0,03	0,09
nnn	1,05	0,74	0,45	0,80	1,45	3,35	1,22	1,16	0,91	0,97
Cr	33	26	10	15	265	2839	148	64	31	-
Ni	43	16	13	16	21	1242	81	79	24	1240
Co	15	6	4	4	60	56	46	33	11	62
V	41	32	13	28	296	39	317	296	58	138
Cu	62	7	24	4	367	48	90	51	24	80
Rb	29	33	50	49	10	3	7	11	51	31
Ba	338	512	949	804	-	30	53	142	557	507
Sr	395	238	261	208	136	8	106	334	287	423
Ta	0,77	0,12	0,21	0,23	0,30	0,35	0,33	0,77	1,26	0,99
Nb	10,7	4,7	3,7	4,3	2,2	2,0	3,2	5,6	13,1	13,9
Hf	0,84	5,75	6,18	7,34	1,93	0,57	2,63	3,18	13,36	5,60
Zr	24	175	178	211	52	18	56	88	468	165
Y	58	3	3	4	21	3	25	11	11	16
Th	1,60	7,62	8,78	12,98	0,74	1,08	0,47	3,13	10,97	6,33
La	54,4	28,37	32,00	36,03	5,72	4,45	4,10	16,96	60,38	32,52
Ce	150,30	53,14	60,46	72,22	14,67	13,23	10,98	34,67	125,26	65,78
Pr	21,71	5,32	5,58	6,91	2,07	1,65	1,61	3,76	12,31	7,27
Nd	96,21	20,07	20,41	25,73	10,09	6,65	9,32	15,85	47,96	30,55
Sm	22,52	2,79	2,60	3,46	2,76	1,11	2,90	2,88	6,74	5,15
Eu	1,10	0,70	0,87	0,84	0,84	0,30	1,00	0,90	1,48	1,63
Gd	20,96	2,40	2,26	2,99	3,28	0,96	3,90	2,90	5,92	5,00
Tb	2,98	0,21	0,19	0,28	0,65	0,10	0,68	0,38	0,60	0,61
Dy	13,19	0,67	0,59	0,91	4,04	0,36	4,44	1,98	2,48	3,09
Ho	2,17	0,14	0,13	0,19	0,84	0,10	0,97	0,42	0,43	0,60
Er	5,50	0,37	0,36	0,51	2,39	0,33	2,96	1,28	1,18	1,77
Tm	0,58	0,04	0,04	0,06	0,33	0,04	0,41	0,16	0,13	0,21
Yb	3,27	0,26	0,30	0,38	2,38	0,41	2,94	1,16	0,85	1,51
Lu	0,37	0,04	0,04	0,06	0,33	0,05	0,40	0,16	0,10	0,20

Примечания. 1 — эндробит (ON9-7/2, о. Б. Голец); 2 — эндробит (ON1-1/1, Бесов нос); 3 — чарнокит (ON1-12/2, мыс Черный); 4 — чарнокит (ON1-10/1, мыс Черный); 5 — основной гранулит (ON9-7/1, о. Б. Голец); 6 — горноблендит (ON1-4/3, о. Б. Голец); 7 — основной гранулит (BD-10-9, мыс Черный); 8 — основной гранулит (ON1-12/1, мыс Черный); 9 — кислый гранулит (ON1-10/2, мыс Черный); 10 — ортопироксен–биотитовый гранулит (ON1-1/2, Бесов нос). Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

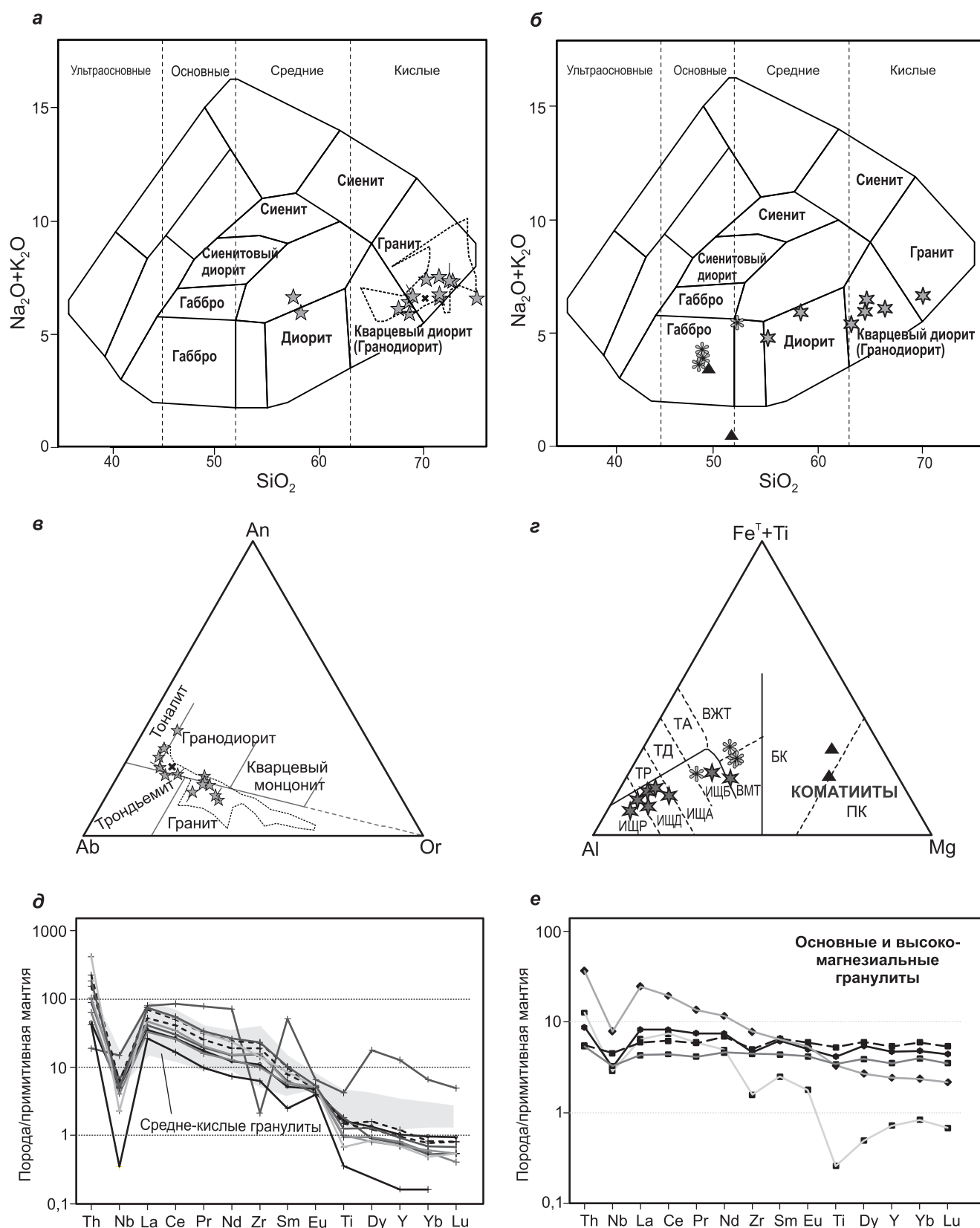


Рис. 2. Петрогеохимические особенности Онежского гранулитового комплекса. Фигуративные точки их состава на классификационных диаграммах: *а, б* — SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ по [A Classification..., 1989]; *в* — An – Ab – Or , по [O'Connor, 1965]; *г* — на катионной диаграмме $\text{FeO}^*+\text{TiO}_2$ – Al_2O_3 – MgO , по [Jensen, 1965]. На диаграммах *а* и *б* пунктирной линией показаны составы гранитоидов из работы [Костин, 1989], косым крестиком — средний состав гранитоидов ТТГ-ассоциации. На диаграмме *г* буквами обозначены: БК — базальтовый коматиит, ПК — перidotитовый коматиит, ВЖТ — высокожелезистый толеит, ВМТ — высокомагнезиальный толеит; породы толеитовой серии: ТА — андезиты, ТД — дациты, ТР — риолиты; породы известково-щелочной серии: ИЩБ — базальты, ИЩД — андезиты, ИЩД — дациты; ИЩР — риолиты. На графиках *д-е* — спайдерграммы нормированных по примитивной мантии, по [Hofmann, 1988], значений содержания малых элементов: *д* — в энтербитах и чарнокитах (серое поле — в среднекислых гранулитах из включений), *е* — в основных гранулитах

но «плоское» распределение нормированных по хондриту РЗЭ при уровне содержания 10–20 хондритов, отрицательная аномалия Nb (относительно Th и La) на спай-диаграмме (рис. 2, е). Такие геохимические особенности роднят эти породы с островодужными базальтами, широко представленными в зеленокаменных поясах [Ранний..., 2005; Слабунов и др., 2006].

Изотопно-геохронологические исследования. U–Th–Pb геохронологические исследования цирконов из пород гранулитового комплекса проводились на ионном микрозонде «SHRIMP-II» в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998].

Из основных гранулитов м. Черный выделены цирконы. В их монофракции преобладают мелкие (90–120 мкм) округлые (рис. 3, а–е), реже призматические с коэффициентом удлинения ($K_u=1,3\div1,4$) (рис. 3, е), бесцветные и коричневатые полупрозрачные кристаллы, иногда встречаются крупные (до 200 мкм) призматические мутные коричневые субидиоморфные кристаллы.

Во многих мелких цирконах наблюдаются округлые хорошо ограненные ядра размером 40–90 мкм ($K_u = 1,3\div1,4$) (рис. 3, б–е) с ярким свечением в катодной люминисценции (CL) и следами зональности, а также темные оболочки с тусклым CL-свечением. Отмечаются отдельные мелкие кристаллы, полностью темные на катодолуминесцентных изображениях (рис. 3, д).

В результате датирования цирконов получено несколько возрастных групп. Наиболее древний возраст, который по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2898 ± 21 млн лет (рис. 4), получен для темных на CL-изображениях слабозональных ядер цирконов. Содержание в них U составляет 153–165 ppm, Th — 73–110 ppm, Th/U = $0,50\div0,69$ (табл. 2).

По «гранулитовым» многогранным ядрам (рис. 3, б–е) и темному тонкозональному зерну (рис. 3, а) построена дискордия с верхним пересечением 2838 ± 23 млн лет (рис. 4). Содержание в этих цирконах U (10–18 ppm) и Th (1–6 ppm) минимально, отношение Th/U = $0,11\div0,42$, что характерно для цирконов, кристаллизующихся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций.

По темным на CL-изображениях зернам (рис. 3, д), оболочкам (рис. 3, б, е) и призматическим кристаллам (рис. 3, е) получен более молодой возраст — 2734 ± 20 млн лет (по верхнему пересечению дискордии) (рис. 4). Формирование этих цирконов связано с метаморфическими процессами (Th/U = $0,14\div0,96$), возможно, гранулитовой фации.

Оболочки двух зерен (рис. 3, в) демонстрирует палеопротерозойские значения возраста: 2584 ± 23 и 2536 ± 21 млн лет (рис. 4; табл. 2).

Ранее были датированы цирконы из основных гранулитов с о. Б. Гольцы и показано, что время раннего гранулитового метаморфизма оценивается в 2739 ± 17 млн лет, позднего — в 2701 ± 14 млн лет

Таблица 2

U–Th–Pb изотопные данные для цирконов из основных гранулитов (образец № BD-10-9), мыс Черный

№ п/п	Номера образцов и точек анализа	Содержание				Th/U	Измеренные изотопные отношения ($\pm 1\sigma$)			Rho	Возраст**, млн лет ($\pm 1\sigma$)		D, %
		U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	BD-10-9_1.1	11	5	0,00	5,16	0,42	0,2002	14,74	0,534	0,756	2758	2828	3
2	BD-10-9_1.2	858	156	1,19	344	0,19	0,1833	10,93	0,4591	0,519	2435	2584	6
3	BD-10-9_2.1	164	112	0,00	79,2	0,71	0,2027	15,71	0,562	0,839	2875	2848	–1
4	BD-10-9_3.1	18	6	0,00	7,92	0,32	0,1965	14,09	0,52	0,763	2699	2797	4
5	BD-10-9_3.2	418	62	0,00	182	0,15	0,18623	13,05	0,5082	0,872	2649	2709,1	2
6	BD-10-9_4.1	10	1	1,05	4,59	0,11	0,2147	15,32	0,541	0,682	2787	2869	3
7	BD-10-9_5.1	469	65	0,00	208	0,14	0,1875	13,33	0,5155	0,878	2680	2720,4	2
8	BD-10-9_6.1	162	151	0,00	73,8	0,96	0,1898	13,86	0,5299	0,829	2741	2740	0
9	BD-10-9_7.1	14	6	0,00	6,47	0,41	0,1994	14,78	0,538	0,765	2773	2821	2
10	BD-10-9_8.1	153	73	0,11	74,5	0,50	0,2101	16,32	0,5659	0,819	2891	2899	0
11	BD-10-9_9.1	16	5	0,57	7,17	0,30	0,2006	14,26	0,529	0,699	2737	2790	2
12	BD-10-9_9.2	709	131	0,26	306	0,19	0,18894	12,86	0,4998	0,873	2613	2712,2	4
13	BD-10-9_10.1	164	105	0,07	73,7	0,66	0,1893	13,64	0,5243	0,816	2717	2731	0
14	BD-10-9_11.1	16	6	0,39	7,26	0,40	0,1998	14,43	0,533	0,766	2755	2796	2
15	BD-10-9_11.2	978	418	1,41	385	0,44	0,18038	10,4	0,4495	0,657	2393	2536	6
16	BD-10-9_12.1	165	110	1,09	76,2	0,69	0,2184	15,24	0,5298	0,720	2740	2895	6

Примечания. Ошибки приведены для интервала 1σ ; Pb_c и Pb^* — обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта — 0,54%. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D — коэффициент дискордантности: $100 \cdot ((1 - (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))$; Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

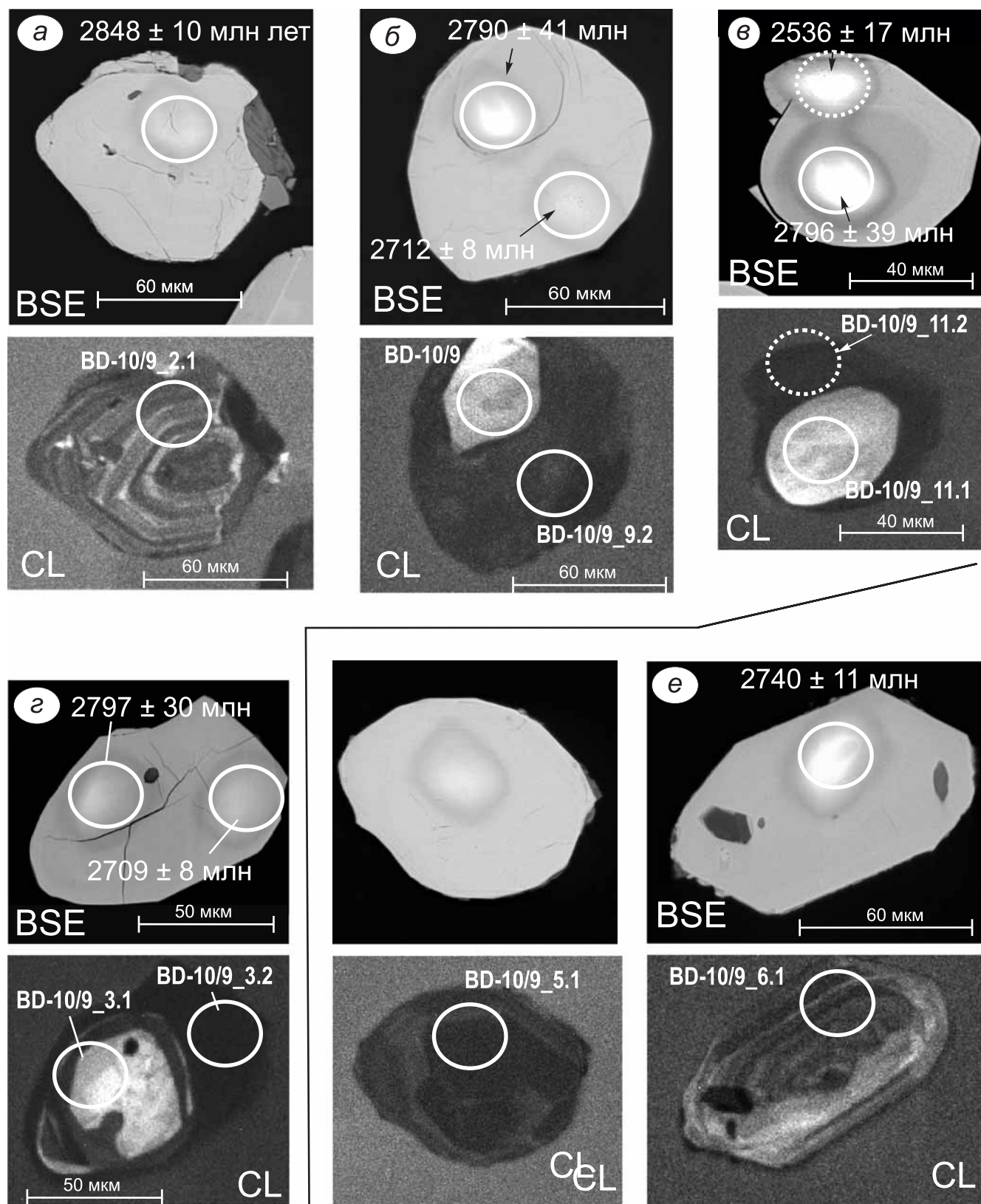


Рис. 3. Катодолюминесцентные (CL) и в отраженных электронах (BSE) изображения цирконов из основного гранулит на м. Черный (проба BD-10/9): а — тонкозональный мезоархейский без молодых оболочек; б-г — с древними ядрами и неоархейскими оболочками; д — неоархейский «гранулитовый»; е — неоархейский призматический. Белые кружки — места определения изотопного возраста с указанием значений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в млн лет. Цифрами показаны номера проб в табл. 2

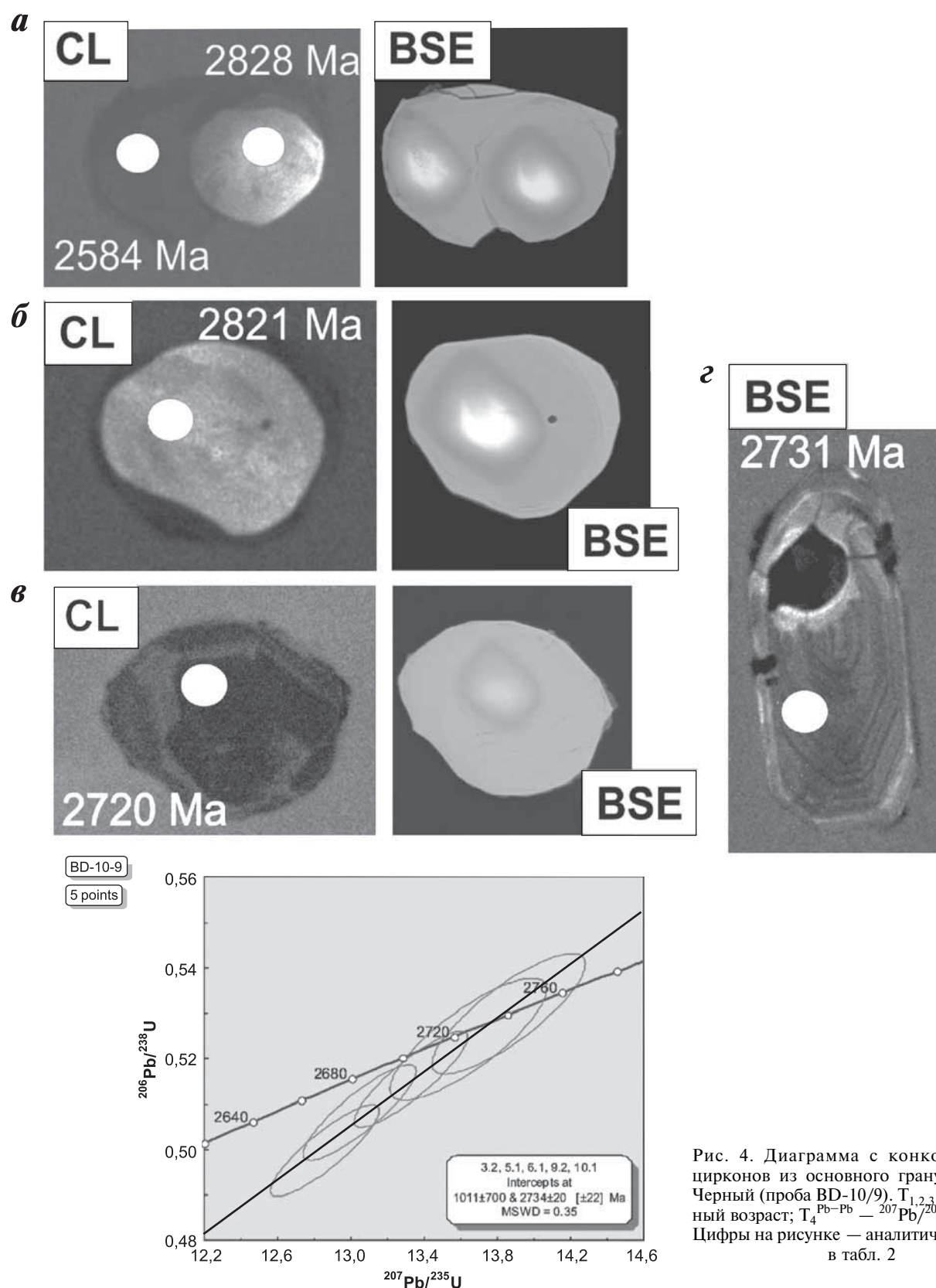


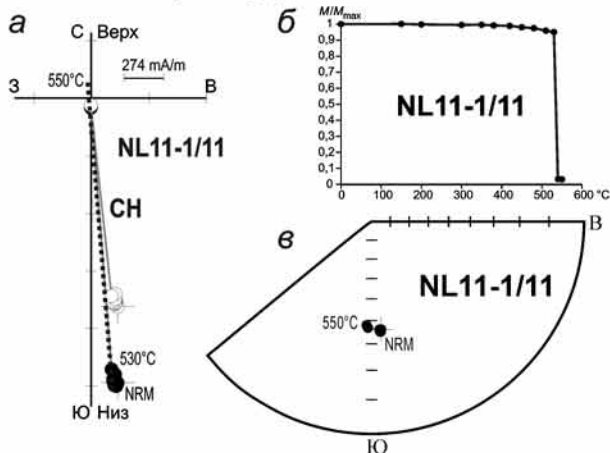
Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из основного гранулит на м. Черный (проба BD-10/9). $T_{1,2,3}$ — изохронный возраст; T_4^{Pb-Pb} — $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст. Цифры на рисунке — аналитические точки в табл. 2

[Слабунов и др., 2011]. Возраст магматической стадии формирования эндробитов в условиях гранулитовой фации оценивается в 2717 ± 8 млн лет, в них установлены также ксенокристы с возрастом 2844 млн лет [Матвеева и др., 2011]. В гранулитах отмечаются процессы диафтореза с возрастом около 2522 ± 64 млн лет.

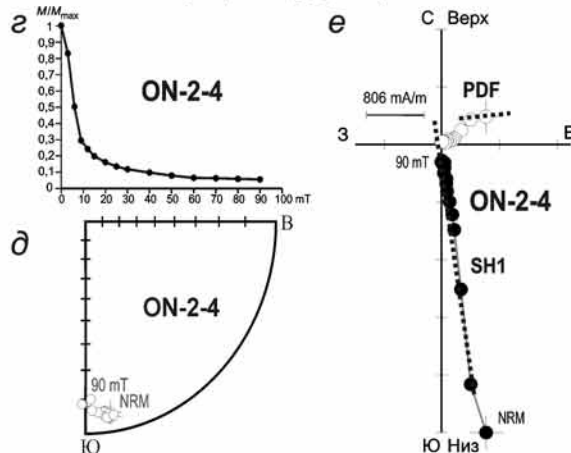
Учитывая все полученные данные, можно уверенно оценить время проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались эндробиты, чарнокиты и кристаллосланцы, — 2739–2701 млн лет. В гранулитах и эндробитах установлены ксенокристы с возрастом 2,84 и 2,9 млрд лет, которые несут информацию о возрас-

А. ВОДЛОЗЕРСКИЙ ТЕРРЕЙН, М. ЧЕРНЫЙ

Неоархейские гранулиты
2,7 млрд лет

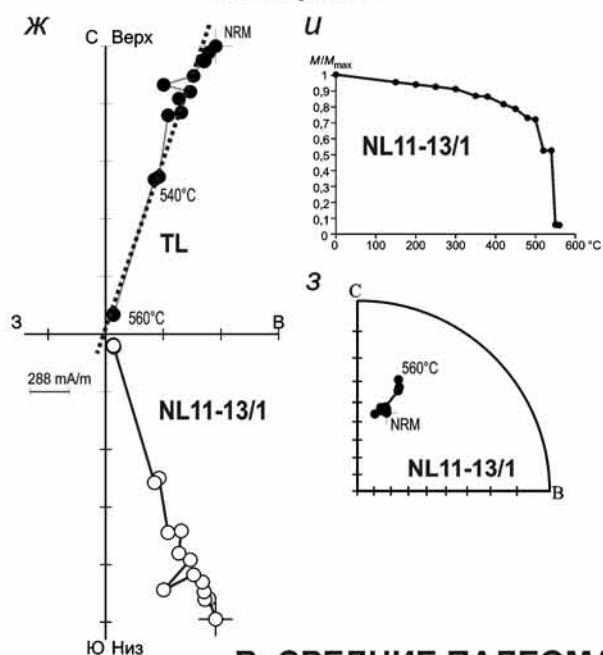


Неоархейские долеритовые дайки
(~2,5 млрд лет)

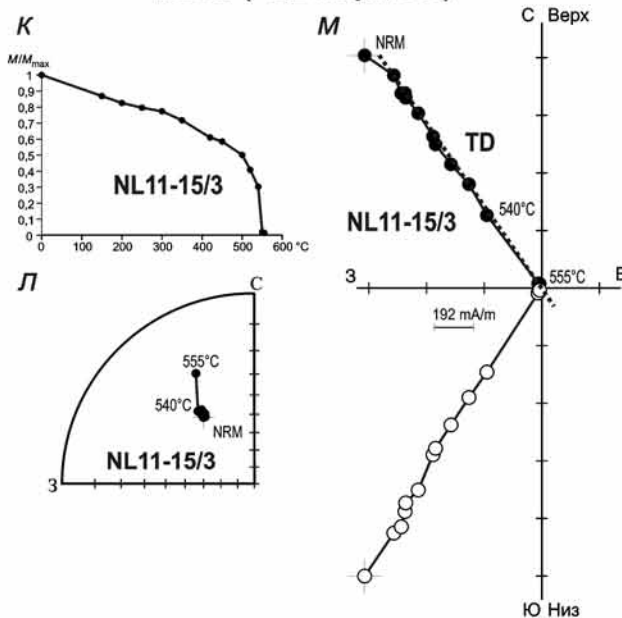


Б. ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКИЙ ТЕРРЕЙН, оз. ТУЛОС

Неоархейские гранулиты
2,7 млрд лет



Палеопротерозойская долеритовая
дайка (~2,2 млрд лет)



В. СРЕДНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ



те протолита. Обращает на себя внимание наличие в гранулитах м. Черный (кроме неоархейской, 2739 млн лет) популяции «гранулитовых» цирконов с возрастом 2838 млн лет, что, вероятно, отражает поздние мезоархейские термальные процессы в Водлозерском террейна [Ранний..., 2005].

Петро-палеомагнитные исследования. Лабораторная обработка коллекций выполнена в петромагнитной лаборатории кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982]. Для определения минералов-носителей намагниченности в породе изучена непрерывная зависимость магнитной восприимчивости от температуры в отсутствие внешнего магнитного поля на приставке-печи CS-3 («AGICO», Чехия). Измерения проводили до температуры 700 °С в поле 300 мТл. Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполняли на спин-магнитометре JR-6A («AGICO», Чехия). Для размагничивания образцов использована немагнитная печь TD48 («ASC Scientific», США) с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТ.

Все образцы подвергнуты детальному ступенчатому температурному размагничиванию до температур точек Кюри для минералов-носителей намагниченности в исследуемых образцах. Число шагов температурной чистки варьировало от 10 до 20. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора, или в случае хаотичного поведения вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) в ходе нагрева.

Результаты ступенчатой температурной чистки образцов сопоставляли с данными магнитной чистки контрольной группы образцов переменным магнитным полем. Размагничивание проводили на приборе LDA-3A-AF («AGICO», Чехия) с диапазоном напряженности переменного поля от 1 до 100 мТ. Общее число шагов магнитной чистки до 15. Для проведения компонентного анализа использована программа Remasoft 3.0. Компонента считалась выделенной, если не менее 3 точек

(шагов чистки) лежало на одной прямой на диаграмме Зийдверельда.

Для каждой компоненты, выделенной в определенном температурном спектре, рассчитывали средние направления с учетом статистических параметров (кучность (K) и радиус доверия (α_{95})) [Палеомагнитология, 1982]. Среднее направление для каждой компоненты намагниченности рассчитано как по отдельным сайтам, так и по образцам в целом. Время приобретения породами намагниченности оценивали на основании тестов палеомагнитной надежности (тесты контакта). С каждого среднего направления пересчитаны координаты палеополюсов на координаты точек отбора образцов.

В ходе петро-палеомагнитных исследований эндрбитов, чарнокитов и основных гранулитов с м. Черный установлено, что основным минералом-носителем намагниченности является магнетит. В высокотемпературном/высококоэрцитивном спектре выделена компонента СН юго-юго-восточного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, а–в). Среднее направление этой компоненты ($\text{Dec}=183,9^\circ$, $\text{Inc}=35,7^\circ$, $\alpha_{95}=5,5^\circ$; табл. 3) близко полученному ранее среднему направлению высокотемпературной компоненты для санукитоидов Панозерского массива (рис. 2, б). Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора образцов, близок среднему палеомагнитному полюсу, полученному ранее для Панозерского массива [Лубнина, Слабунов, 2009]. Вместе с тем палеомагнитные полюсы, пересчитанные с направлений обратной полярности высокотемпературных компонент намагниченности (CHR-ср и PN_R , рис. 6), с одной стороны, близки палеомагнитным полюсам 2450 млн лет для Карельского кратона, а с другой — лежат в мезопротерозойской части Траектории кажущейся миграции Восточно-Европейского кратона (рис. 6). Прямой тест контакта для образцов гранулитов получить невозможно из-за отсутствия вмещающих пород.

Вместе с тем по геофизическим данным гранулиты Онежского комплекса, возможно, секутся несархейскими габброноритовыми Шальской и Авдеевской дайками (рис. 1, А). В образцах

Рис. 5. Результаты палеомагнитных исследований образцов неоархейских гранулитов Водлозерского террейна на м. Черный и Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос, а также секущих их долеритовых даек: неоархейских Шальских (~2,5 млрд лет) и палеопротерозойской (~2,2 млрд лет)

А–Б: Примеры ступенчатой температурной чистки (а–в, ж–м) и чистки переменным полем (з–е) образцов неоархейских гранулитов Водлозерского террейна на м. Черный (А, а–в) и Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос (Б, ж–и), а также секущих их долеритовых даек: неоархейских Шальских (~2,5 млрд лет, А, з–е) и палеопротерозойской (~2,2 млрд лет, Б, к–м) соответственно. Для каждого образца: диаграмма Зийдверельда в географической системе координат (а, е, ж, м), кривая изменения величины координат (в, д, з, л). Белые кружки — проекции векторов на верхнюю полусферу (для диаграмм Зийдверельда проекция на вертикальную плоскость), черные кружки — проекции векторов на горизонтальную плоскость. Цифры у кружков указывают температуру магнитной чистки (°С). На диаграммах Зийдверельда пунктирные линии — направления и названия выделенных компонент намагниченности (буквенные обозначения компонент см. в табл. 2). PDF — современная вязкая компонента намагниченности (пояснения см. в тексте).

В — распределение на сфере выделенных высокотемпературных компонент остаточной намагниченности в географической системе координат: н-о — в породах Водлозерского террейна на м. Черный: н — в неоархейских гранулитах; о — в неоархейских Шальских дайках; н-р — в породах Центрально-Карельского террейна на оз. Тулос: н — в неоархейских гранулитах на оз. Тулос; р — в палеопротерозойской дайке (~2,2 млрд лет). Буквенные обозначения компонент намагниченности см. в табл. 2

габброноритов в высокотемпературном/высоко-коэрцитивном интервале выделяется компонента SH 1 юг-юго-восточного склонения и низкого положительного/отрицательного наклонения (рис. 5, *z-e*; табл. 3). Среднее направление выделенных высокотемпературных компонент намагниченности в гранулитах и габброноритовых дайках отличается статистически значимо (рис. 5, *n, o*; табл. 3), что свидетельствует об отсутствии регионального перемагничивания после внедрения неоархейских даек габброноритов.

В опробованных ранее на о-вах Деда и Горелый неоархейских (~2680 млн лет) гранитоидах выделены высокотемпературные компоненты UBG1 и UBG2 соответственно [Scherbakova et al., 2017]. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления обратной полярности высокотемпературной компоненты, выделенной в гранитоидах, близок полученному ранее палеопротерозойскому полюсу 1980 млн лет для Карельского кратона [Lubnina et al., 2017]. Однако палеомагнитные полюсы совпадают, только если принять выделенные высокотемпературные компоненты намагниченности разной полярности. Вместе с тем антиподальность высокотемпературных компонент намагниченности может свидетельствовать как о совпадении разновозрастных докембрийских полюсов Карельского кратона, так и о разной степени перемагничивания отличающихся по составу пород.

В результате петро-палеомагнитных исследований гранулитов Тулосского массива выделена высокотемпературная компонента намагниченно-

сти TL север-северо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, *ж-и, n*). В прорывающей гранулиты долеритовой дайке (2,2 млрд лет) также выделяется высокотемпературная TD-компонента север-северо-западного склонения и умеренного положительного наклонения (рис. 5, *к-м, р*). Среднее направление TL-ср-компоненты в гранулитах значимо отличается от среднего направления TD-ср-компоненты в дайке (рис. 5, *n-p*). Формально тест контакта положительный, поэтому можно считать выделенное в гранулитах направление первичным. Однако палеомагнитный полюс TPN-ср, пересчитанный с направления прямой полярности выделенной высокотемпературной компоненты TD-ср, лежит в пределах доверительного интервала полюса «Свекофеннского перемагничивания» 1840 млн лет, традиционно выделяемого в архейско-палеопротерозойских комплексах Фенноскандии [Lubnina et al., 2016] и ссылки в этой работе. Вместе с тем возраст перемагничивания оценивается лишь из геологических общих соображений и может не отражать реальные процессы, происходившие в ходе аккреционных событий в Свекофенском орогене, а представлять собой лишь сумму компонент.

Кроме того, палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности для неоархейских гранулитов Тулосского комплекса близок таковому для неоархейских гранитоидов Водлозерского террейна (табл. 3), поэтому вопрос

Таблица 3

Палеомагнитные направления для неоархейского Онежского гранулит-чарнокит-эндербитового комплекса Водлозерского террейна

п/п	Породы/комплекс	Компо- нента	B/N	Палеомагнитное направление				Палеомагнитный полюс				Возраст пород, млн лет	Ссылка	
				Dec°	Inc °	K	α ₉₅ °	Plat, °N	Plong, °E	d _p , град.	d _m , град.			
Водлозерский террейн														
1	Неоархейские гранули- ты, м. Черный	CH-ср	19	183,5	46,3	44,3	5,1	−0,9	27,1	4,2	6,5	2739– 2717	эта работа	
2	Неоархейские санук- титоиды Панозерского массива	PN	1/45	164,4	55,6	39,5	3,4	−10,2	226,1	3,5	4,9	2745	[Лубнина, Слабунов, 2009]	
3	Неоархейские граниты, о. Деда	UBG1	1/9	245,9	−64,8	36,4	8,7	50,7	117,1	11,2	13,9	2680	[Scherbakova et al., 2017]	
4	Неоархейские граниты, о. Деда	UBG2	1/15	236,6	−65,5	168,1	3,0	55,5	123,9	3,9	4,8	2680	[Scherbakova et al., 2017]	
5	Неоархейские Шаль- ские габброноритовые дайки	SH-mean	8/76	174,6	3,6	64,2	7,8	−26,2	41,9	3,5	7,0	~2504	[Scherbakova et al., 2017]	
Центрально-Карельский террейн														
6	Неоархейские гранули- ты, оз. Тулос	TL-ср	1/12	39,7	42,7	30,6	8,0	44,6	155,7	6,1	9,9	2704	эта работа	
7	Палеопротерозойская долеритовая дайка	TP-ср	1/20	334,5	45,3	47,7	4,8	51,4	248,2	3,8	6,1	~2200	эта работа	

Примечание: В — число сайтов; N — число образцов; Dec°, Inc° — склонение и наклонение средних направлений компонент в географической системе координат соответственно; K — кучность векторов; α₉₅ — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности для среднего направления. Палеомагнитный полюс в пересчете на координаты точек отбора: Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm — отношение минимальной и максимальной осей овала 95%-ного доверия.

о времени приобретения неоархейскими гранулидами Центрально-Карельского террейна остается открытым.

Возможные тренды перемещения Карельского кратона в интервале 2745–2200 млн лет назад, построенные с использованием новых палеомагнитных данных, приведены на рис. 6.

Обсуждение результатов. В результате проведенных петро-палеомагнитных исследований получено два новых палеомагнитных полюса — по неоархейским гранулитам Онежского и Тулосского комплексов Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов соответственно (табл. 3).

Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления высокотемпературной/высококоэрцитивной компоненты намагниченности, выделенной в гранулитах Онежского комплекса на координаты точек отбора образцов (табл. 3), близок среднему палеомагнитному полюсу, полученному ранее для Панозерского массива санукитоидов Водлозерского террейна Карельского кратона [Лубнина,

Слабунов, 2009]. Вместе с тем он близок палеомагнитному полюсу, полученному для Шальской габброноритовой дайки (табл. 3) [Scherbakova et al., 2017], и значительно отличается от палеомагнитного полюса 1,98 млрд лет Водлозерского террейна [Lubnina et al., 2017]. Для гранулитов Онежского комплекса нельзя исключить возможное влияние неоархейско-раннепалеопротерозойского магматического события (внедрение Шальской и Авдеевской даек, а также Бураковской интрузии). Вместе с тем Панозерский санукитоидный массив находится на удалении более 200 км от крупных Сумийских интрузивных массивов, что, скорее всего, исключает его вторичный прогрев и переманчивание в раннем палеопротерозое.

Новые палеомагнитные данные, полученные для неоархейских комплексов Карельского кратона, в совокупности с уже имеющимися «ключевыми» полюсами для кратонов Пилбара, Каапвааль и Сьюпириор позволяют подтвердить предложенную ранее конфигурацию неоархейского суперкон-

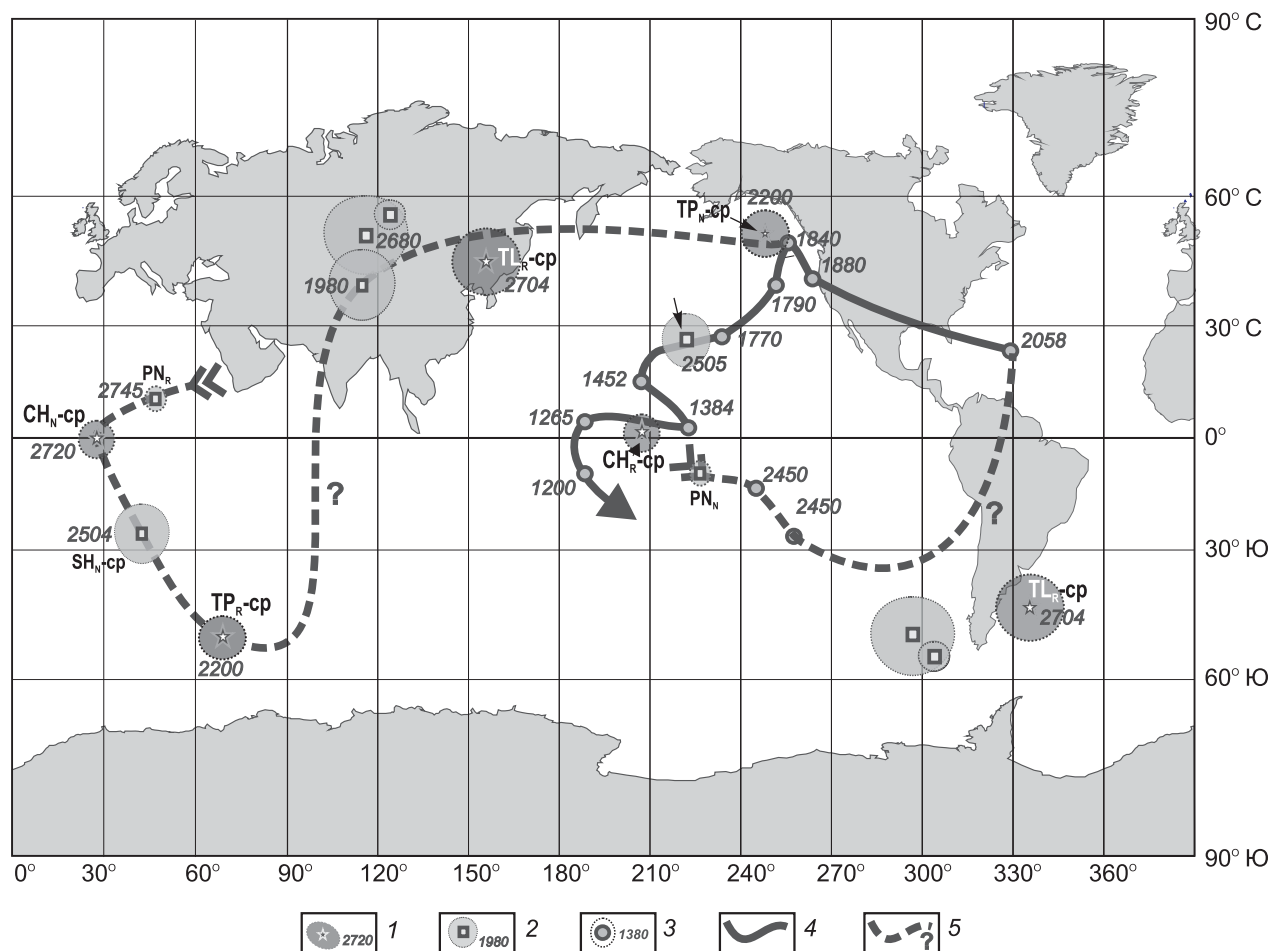


Рис. 6. Сопоставление новых палеомагнитных полюсов, полученных для неоархейских гранулитов Онежского и Тулосского комплексов Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов соответственно, с известными архейскими–палеопротерозойскими полюсами для Карельского кратона, по [Lubnina et al., 2016, 2017; Scherbakova et al., 2017] с изменениями и дополнениями: 1 — неоархейские полюсы, полученные нами; 2 — предыдущие архейско-палеопротерозойские полюсы для Водлозерского террейна Карельского кратона; 3 — палео-мезопротерозойские палеомагнитные полюсы для Карельского (Восточно-Европейского) кратона из [Lubnina et al., 2016]; 4 — предполагаемый палео-мезопротерозойский сегмент траектории кажущейся миграции Карельского кратона; 5 — возможные неоархейско-палеопротерозойские тренды перемещения Карельского кратона с учетом полученных нами палеомагнитных данных. Цифры — возраст полюсов на траектории. Буквенные обозначения палеомагнитных полюсов см. в табл. 3

тинента Кенорленд [Лубнина, Слабунов, 2009; 2011] и ссылки в этих работах. Согласно палеотектонической реконструкции (рис. 7) суперконтинент Кенорленд реконструирован в виде плиты вытянутой или серповидной формы [Лубнина, Слабунов, 2009, 2011; Slabunov, Lubnina, 2015, 2016] и ссылки в этих работах. При этом между Карельским и Каапваальским кратонами располагался кратон Пилбара. Важно отметить, что в этой модели находят место неоархейские кратоны Слейв, Бунделкхандский, Дхарвар, Йилгарн и Зимбабве, положение которых реконструировано на основании геологических корреляций [Slabunov, Lubnina, 2016].

Совместное перемещение кратонов Карельского и Сьюпириор восстановлено на основании комплекса геологических и палеомагнитных данных [Лубнина, Слабунов, 2011]. Геологические корреляции очевидно свидетельствуют в пользу значительного сходства мезо-неоархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор). При этом коррелируется не только время проявления наиболее значимых

аккреционно-коллизийных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов (рис. 6).

Модель единого неоархейского суперконтинента Кенорленд, в состав которого входили Карельский и Каапваальский кратоны, также имеет геологическую аргументацию. Мезо-неоархейская история формирования земной коры этих кратонов имеет важные черты сходства [Лубнина, Слабунов, 2011] и ссылки в этой работе. В этот период новые фрагменты континентальной коры формировались в северной и западной частях Каапваальского кратона и в Зимбабве, а также вокруг Водлозерского террейна в Карельского кратона и в сопряженных с ним структурах. В неоархее в результате коллизии (2,65–2,57 млрд лет назад, л.н.) образовался ороген Лимпопо, а около 2,7 млрд л.н. — Беломорский. Ориентировка неоархейских складчатых поясов Лимпопо и Беломорского весьма сходны в предложенной конфигурации суперконтинента Кенорленд (рис. 6).

Развитие кратонов Индийского щита имеет некоторые особенности [Slabunov, 2013] и ссылки в этой работе. Древние ядра южных (Западный Дхарвар, Бастар и Сингдум) кратонов в мезоархее (3,1–2,8 млрд л.н.), подобно Каапваальскому кратону, испытывали воздействие мантийных плюмов, в результате чего формировались базальт-коматиитовые комплексы с осадками (такие как Сургур и Бабабудан в Западном Дхарваре, Сукма на кратоне Бастар, Бадампахар и Симлипал на кратоне Сингдум). Вероятно, эти кратоны в мезоархее развивались независимо. В неоархее (2,8–2,7 млрд л.н.) на восточной окраине (в современной системе координат) Западного Дхарварского древнего блока и на южной окраине южного блока Бунделкхандского кратона происходил рост новой континентальной коры в ходе аккреционно-субдукционных процессов. В этот период формировались зеленокаменные комплексы Восточного Дхарвара и Центрально-Бунделкхандский. Короброзование в связи субдукционными процессами (вероятно, в режиме активной континентальной окраины) отмечено на кратонах Индийского щита также в период 2,56–2,54 млрд л.н. В конце неоархее (около 2,5 млрд л.н.) произошла амальгамация южных кратонов, в то время как объединение их с северными — значительно более позднее событие (в палеопротерозое).

Палеомагнитные и геологические данные дают основания полагать, что в конце неоархее (2,7–2,6 млрд л.н.) сформировался суперконтинент Кенорленд, в состав которого, безусловно, входили кратоны Карельский, Каапваальский, Пилбара, Сьюпириор, а также, вероятно, кратоны Индийского щита, Йилгарн, Зимбабве и провинция Слейв (рис. 6).

Выводы. 1. Выполнены изотопно-геохронологические исследования цирконов из пород



Рис. 7. Реконструкция неоархейского суперконтинента Кенорленд (~2,7 млрд лет назад), по [Лубнина, Слабунов, 2011; Slabunov, Lubnina, 2016] с изменениями и дополнениями: 1 — плюмовая активность (~2,7 млрд лет); 2 — коллизийная орогения (~2,7 млрд лет); 3 — субдукционные (а) и коллизийные (б) системы (~2,7 млрд лет); 4 — архейская континентальная кора с возрастом: а — >3,0 млрд лет; б — 3,0–2,8 млрд лет; 5 — предполагаемые границы неоархейского суперконтинента Кенорленд

Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса. Показано, что основная стадия его становления происходила 2739–2717 млн л.н.

2. В результате петро-палеомагнитных исследований неархейского Онежского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса удалось выделить первичную высокотемпературную компоненту намагниченности, первичная природа которой установлена на основании положительного инверсионного теста контакта. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности, лежит в пределах доверительного интервала с таковым для неархейского Панозерского санукитоидного массива. Вместе с тем в неархейском Тулосском гранулитовом комплексе выделена высокотемпературная компонента намагниченности, среднее направление которой значимо отличается

от таковой в гранулитах Онежского комплекса. Новые палеомагнитные данные позволяют реконструировать пространственное положение Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов в структуре Карельского кратона и предположить, что около 2,7 млрд л.н. его формирование как единой плиты еще не завершилось.

3. Новые палеомагнитные данные о неархейских гранулитах Водлозерского террейна Карельского кратона в совокупности с полученными ранее результатами о санукитоидах Понозерского массива представляют важный аргумент в пользу обоснованности выполненной реконструкции неархейского суперконтинента Кенорленд серповидной формы. В его структуре на основании геологических данных предложено положение кратонов Слейв, Бунделкхандского, Дхарвар, Йилгарн и Зимбабве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 165 с.

Король Н.Е. Высокотемпературная амфиболизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С. 378–396.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Палеомагнетизм неархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 6. С. 18–25.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Реконструкция неархейского суперконтинента Кенорленд по палеомагнитным и геологическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 22–29.

Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. Геология неархейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Мат-лы конф. Петрозаводск, 2011.

Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е. и др. Архейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Мат-лы XII Всеросс. петрографического совещ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 503–506.

Слабунов А.И., Сибелев О.С., Король Н.Е., Володичев О.И. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск, 2011. С. 1–17.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология,

геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms / Le Maitre R.W. (ed.). Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Hofmann A. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 297–314.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines, 1976. MP 66. 22 p.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova S.V. et al. Fennoscandia before Nuna: paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications // Precambrian. 2017. Vol. 292. P. 1–12.

Lubnina N.V., Slabunov A.I., Stepanova A.V. et al. The Paleoproterozoic remagnetization trend in rocks of the Belomorian Mobile Belt: Paleomagnetic and geologic evidence // Moscow Univ. Geol. Bull. 2016. Vol. 71, N 5. P. 311–322.

O'Connor J.T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. 1965. Prof. Pap. 552D. P. 79–84.

Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P. et al. Paleointensity determination on Paleoarchean Dikes within the Vodlozerskii Terrane of the Karelian Craton // Izvestiya. Phys. of the Solid Earth. 2017. Vol. 53, N 5. P. 714–732.

Slabunov A. Comparison of the crustal evolution of the Fennoscandian, Southern African and Indian Shields in the Meso- to Neoproterozoic time and Kenorland Supercontinent // Abst. 3rd Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi, India. IAGR Conference Series. 2013. N 16. P. 173–175.

Slabunov A.I., Lubnina N.V. Neoproterozoic Supercontinent Kenorland: geological and paleomagnetic data // Abstracts. 35th Intern. Geol. Congr. Cape Town, South Africa. Alexandria: Amer. Geosci. Institute, 2016. P. 3751.

Williams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion microprobe // Rev. in Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию
03.04.2017

УДК 551.248.2

В.А. Зайцев¹, В.Ю. Керимов², С.Г. Рябухина³, А.В. Бондарев⁴

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ВТОРИЧНЫЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА КОЛЛЕКТОРОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САХАЛИНСКОГО ШЕЛЬФА

Сложное тектоническое строение шельфа Охотского моря и высокая геодинамическая активность обуславливают необходимость использования геодинамического моделирования для прогноза вторичных фильтрационно-емкостных свойств коллекторов. Для трех лицензионных участков (Кириносский, Аяшский и Восточно-Одоптинский) северо-восточной части Сахалинского шельфа построены 3D геомеханические модели и дан прогноз трещиноватой пористости и проницаемости. Результаты моделирования позволили выявить фильтрационные каналы, по которым может происходить как вертикальная, так и горизонтальная миграция углеводородов. Установлено, что вторичная проницаемость существенным образом отличается у верхних и нижних стратиграфических горизонтов рассматриваемой территории, причем поверхностью раздела служит окобыкайская глинистая пачка — региональная покрывка. Все расчеты выполнены на 3D-сетке геологической модели, что позволяет использовать полученные данные для гидродинамического моделирования.

Ключевые слова: геодинамика, современные движения, фильтрационные параметры, нефтегазоносность, 3D компьютерное моделирование.

The complex tectonic structure of the Okhotsk Sea shelf and high geodynamic activity makes it necessary to use of geomechanical modeling for the prediction of the secondary reservoir properties of collectors. 3D model of fractured porosity and permeability for Kirinskoye, Ayashsky and East-Odoptinsky license areas was built. The results of modeling revealed filtration channels where can occur both vertical and horizontal migration of hydrocarbons. It is found that the secondary permeability significantly is different of the upper and lower stratigraphic horizons and the okobykayskaya clay stratum is the surface, which is a regional tire. All calculations were performed on a 3D grid geological model, which allows using the data for hydrodynamic modeling.

Key words: geodynamics, the modern movements, filtration parameters, oil and gas content, 3D computer simulation.

Введение. Сложное тектоническое строение шельфа Охотского моря, высокая геодинамическая активность и присутствие ловушек неантиклинального типа в продуктивных комплексах обуславливают необходимость использовать специальные технологии для изучения вторичных фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов. Геодинамическое моделирование позволяет прогнозировать вторичную пористость и проницаемость в межскважинном пространстве. Важнейший метод оценки упругих, а затем и пластических деформаций — трехмерное геодинамическое моделирование, выполненное с помощью специализированного программного обеспечения. Использование этой технологии

дает возможность, интегрируя разнообразную структурно-геологическую информацию, построить физически обоснованную дискретную модель трещиноватости (discrete fracture network), а затем методом двойного пространства спрогнозировать фильтрационно-емкостные свойства пород. При этом возникает необходимость определить, какая доля флюидного потока будет фильтроваться по трещинам, а какая — по межзерновым порам (классический коллектор). Соотношение первичной и вторичной проницаемости индивидуально для каждого резервуара. Особо отметим важность изучения современного поля напряжений, определяющего тектоническую активность трещин. На примере Кириносского, Аяшского и Восточно-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: v.zaitsev@mail.ru

² Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, факультет геологии и геофизики нефти и газа, кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа, зав. кафедрой, докт. геол.-минерал. н., профессор; e-mail: vagif.kerimov@mail.ru

³ Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, факультет геологии и геофизики нефти и газа, кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа, зав. лабораторией, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: s.rabykh@mail.ru

⁴ Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, факультет геологии и геофизики нефти и газа, кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: Jcomtess@yandex.ru

Одоптинского лицензионных участков (рис. 1) реализована технология оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород [Зайцев и др., 2016 а, б]. Объекты исследования: 1) структурные ловушки окобыкайско-дагинского резервуарного комплекса ($N_1^{2-3}ok-N_1^{1-2}dg$); 2) структурные и литологические ловушки нижненутовского резервуарного комплекса ($N_1^3nt_1$); 3) структурные ловушки верхненутовского резервуарного комплекса ($N_1^3-N_2^1nt_2$).

К перспективным относится комплекс пород даехуриинского горизонта миоцен-олигоценного возраста (P_3^{2dh}), обладающих трещинно-поровыми резервуарами, а также породы фундамента (K_2), где предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара.

При построении геодинамической модели необходимо учитывать ориентировку внешнего сжатия и тип напряженного состояния. Сведения о этих параметрах можно получить с помощью методов решения фокальных очагов землетрясений и структурно-парагенетического анализа,

выполненного по сейсмическим данным. Установлено, что структурный план рассматриваемой территории представляет собой сочетание мелких разрывных нарушений (сдвигов), кулисообразно подставляющих друг друга, и субширотных, полого изогнутых сбросов, падающих навстречу. Судя по их ориентировке, сдвиги и сбросы представляют собой структуры единого парагенеза, образовавшегося в результате субширотного сжатия и меридионального растяжения. Решения фокальных очагов крупных землетрясений, которые произошли в непосредственной близости от рассматриваемой территории (землетрясения Нефтегорское в 1995 г. и Теньгинское в 2010 г.), также дают основание считать преобладающим напряженным состоянием субширотное сжатие при субмеридиональном растяжении.

Технология оценки вторичных фильтрационно-емкостных свойств коллекторов. Исходными данными для построения геомеханической модели послужила трехмерная цифровая геологическая модель. Необходимость использовать именно трех-

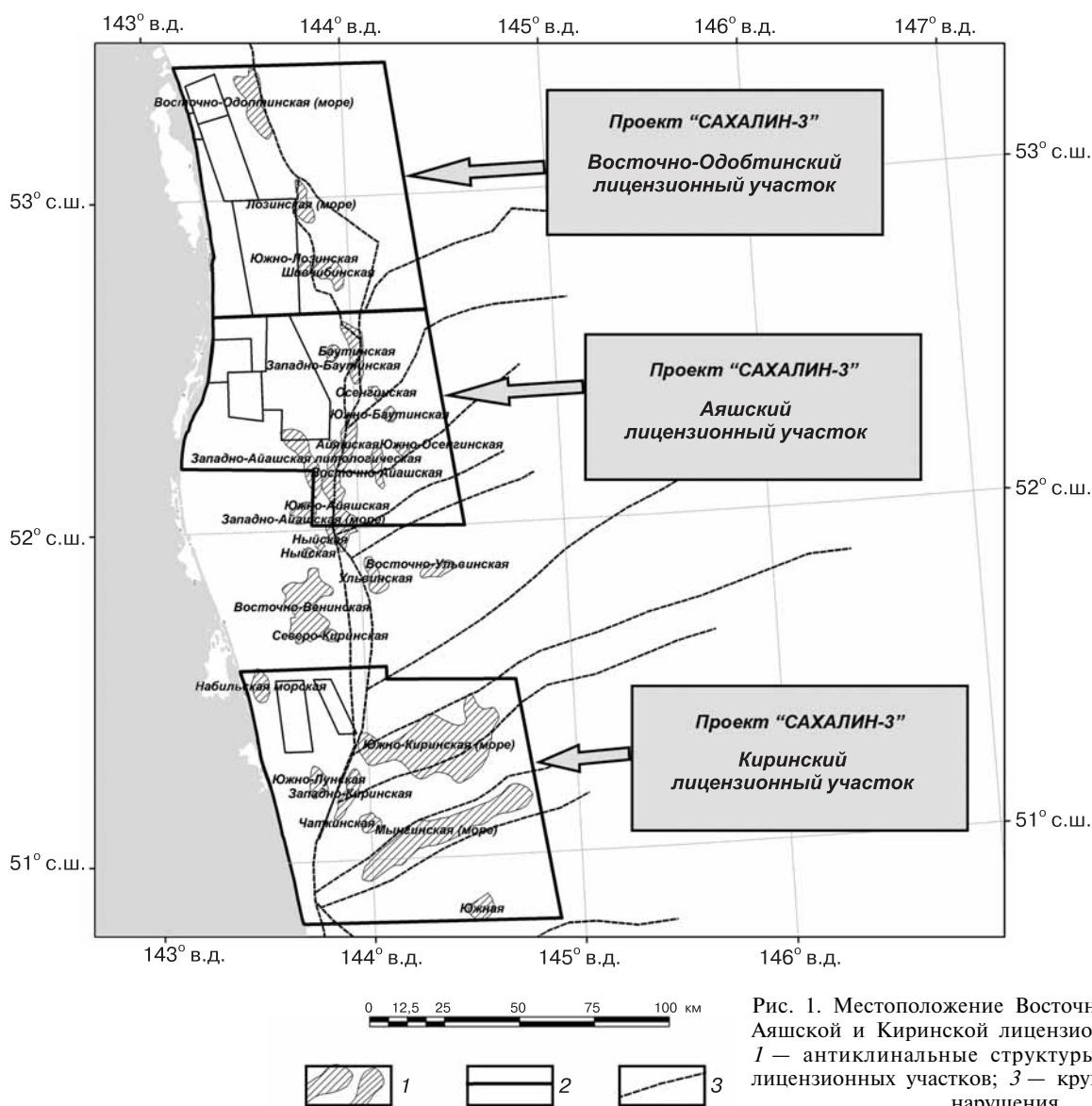


Рис. 1. Местоположение Восточно-Одоптинской, Аяшской и Кириной лицензионных площадей: 1 — антиклинальные структуры; 2 — границы лицензионных участков; 3 — крупные разрывные нарушения

мерное моделирование связано с относительно пологими углами падения большинства разрывных нарушений на рассматриваемой территории, в результате чего напряженное состояние значительно изменяется с глубиной.

Для моделирования трещиноватых залежей необходимо корректно использовать имеющуюся в распоряжении геологов исходную геологическую информацию. В итоге моделирования получается интегрированная залежь с трещиновато-пористой средой, где фильтрационные свойства трещин зависят от большого числа тектонофизических факторов. Отметим, что первичных данных при моделировании трещиноватости, как правило, недостаточно, а уровень неопределенности высок. В такой ситуации только комплексный анализ позволяет преодолеть эту неоднозначность.

Напряженное состояние коллектора рассчитывалось нами в программном модуле RMSFracture программного комплекса IrapRms (компания «ROXAR»). Расчет выполнен с помощью упругой конечно-элементной модели (elastic stress). Этот метод позволяет сравнительно точно описывать возможные контактные взаимодействия, в том числе при больших величинах деформации с образованием складок, а также моделировать процесс образования трещин в результате деформирования при выполнении заданных критериев разрушения. При этом региональное поле напряжений рассматривается как граничное условие. В результате приложенной нагрузки происходят смещения по существующим разломам, что приводит к появлению локального поля напряжений. Основная цель геомеханического моделирования — выявление этого локального поля напряжений и оценка его влияния на появление новых трещин или изменение степени раскрытости существующих трещин. При этом реконструкция напряженно-деформированного состояния горного массива имеет первостепенное значение для прогноза фильтрационных параметров нефтенасыщенных пластов.

Программный модуль RMSFracture позволил рассчитать шесть параметров влияющих на плотность и ориентировку трещин: величину и ориентировку локального поля напряжений, величину вероятности появления трещин и место появления трещин («fracture likelihood» и «fracture regions»), степень деформированности пласта, уровень удаленности от крупных разрывных нарушений, литостатическое давление на пласт. Отметим, что расчеты появления новообразованных трещин в горных породах делаются на основании математической модели Мора—Кулона.

Следующий этап прогноза вторичных фильтрационно-емкостных свойств резервуара — создание аналитической дискретной модели трещиноватости, что позволяет использовать тренды (зависимости), полученные в результате

геомеханического моделирования. Для каждого горизонта была построена прогнозная модель, рассчитанная по шести трендам, определяющим появление новообразованных трещин или аперттуру (степень раскрытости) первичной трещиноватости. Подчеркнем, что необходимо добиваться наилучшего соответствия прогнозируемой сети трещин с геолого-геофизическими или эксплуатационными параметрами.

Следующий шаг моделирования — расчет фильтрационных параметров изучаемых горизонтов. Для описания сложных коллекторов, обладающих значительным количеством трещин, при моделировании фильтрационных процессов в пласте применяется метод двойного пространства (двойной пористости и проницаемости). Напомним, что первичные пористость и проницаемость, связанные с межзерновыми параметрами терригенного коллектора, изучаются с помощью традиционных геофизических или лабораторных методов, а вторичные — с помощью специальных методов гидродинамического исследования скважин (ГДИС) либо азимутального электрического микроимиджера (FMI), позволяющих фиксировать плотность, аперттуру и ориентировку систем трещин в скважине. При отсутствии необходимых фактических данных прогноз вторичных фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пластов выполняется с использованием результатов геомеханического моделирования с помощью программного модуля Dual-Porosity Modelling.

Результаты геомеханического моделирования северо-восточной части Сахалинского шельфа. Работы проводились на Киринском, Аяшском и Восточно-Одоптинском лицензионных участках. Для каждого участка была построена геологическая модель осадочного чехла. 3D структурно-геологическая модель Киринского лицензионного участка построена для следующих стратиграфических подразделений: 1) кровля фундамента (K_2), 2) подошва даехурийского горизонта (P_3^2), 3) кровля даехурийского горизонта (P_3^2), 4) кровля нижнедагинского подгоризонта ($N_1^{1-2}dg_1$), 5) кровля среднедагинского подгоризонта ($N_1^{1-2}dg_{1-2}$), 6) кровля верхнедагинского подгоризонта ($N_1^{1-2}dg_3$), 7) кровля окобыкайского горизонт ($N_1^{2-3}ok$).

Модель построена по сетке 250×250 м, по вертикали — одна ячейка на горизонт (всего 842 352 ячейки). При создании модели были учтены смещения по 840 разрывным нарушениям [Зайцев и др., 2016].

Геологическая модель Аяшского лицензионного участка создана для семи реперных горизонтов: 1) кровля фундамента (K_2), 2) кровля даехурийского горизонта (P_3^2dh), 3) кровля дагинского горизонта ($N_1^{1-2}dg$), 4) кровля окобыкайского горизонта ($N_1^{2-3}ok$), 5) кровля нижненутовского горизонта ($N_1^3nt_1$), 6) кровля верхненутовского

горизонта ($N_1^3-N_2^1nt_2$), 7) кровля помырского горизонта ($N_2^1-Q\ pm$).

Размер ячеек аналогичен таковому для модели Киринского участка (размер модели — 245 430 ячейки). Количество разрывных нарушений, выявленных для этой площади составляет 645 [Зайцев и др., 2016].

И, наконец, модель, построенная для Восточно-Одоптинского лицензионного участка, состоит из следующих стратиграфических подразделений:

1) комплекс пород фундамента мелового возраста, в котором предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара;

2) эоцен-позднеолигоценовый мацигарско-даехуриинский ($P_3^1mc-P_3^2dh$) комплекс, обладающий трещинно-поровым резервуаром;

3) ранне-среднемиоценовый комплекс, сложенный породами уйнинского (N_1^1un) и дагинского ($N_1^{1-2}dg$) стратиграфических горизонтов, характеризующийся трещинно-поровым резервуаром;

4) структурные ловушки среднемиоценового окобыкайского комплекса (N_1^2ok), имеющие трещинно-поровый резервуар;

5) структурные и литологические ловушки каскадной верхнемиоценовой свиты (N_1^3kas), представленные преимущественно поровым резервуаром;

6) структурные и литологические ловушки верхнемиоценового нижненутовского резервуарного комплекса ($N_1^3nt_1$), преимущественно с поровым резервуаром;

7) структурные ловушки в нижней части нижнеплиоценового верхненутовского ($N_2nt_2^1$) стратиграфического подгоризонта, представленные преимущественно поровыми резервуарами;

8) структурные ловушки верхней части нижнеплиоценового верхненутовского ($N_2nt_2^2$) стратиграфического подгоризонта, обладающие преимущественно поровым резервуаром.

3D геологическая модель Восточно-Одоптинского лицензионного участка также состоит из ячеек с размером по горизонтали 250×250 м и имеет восемь зон (слоев). Таким образом, сетка имеет размерность 132×400×8, что соответствует 422 400 ячейкам.

При создании модели учтено более 300 разрывов. Отметим, что главные структурообразующие нарушения представлены взбросами, сбросами и сдвигами, кинематика которых хорошо видна на сейсмических разрезах. Некоторые взбросы достигают поверхности дна моря или фиксируются до средней части верхненутовского комплекса, при этом они имеют значительную амплитуду смещения по нижним горизонтам, достигающую 1000 м. Подобные разрывные нарушения отражают хрупкие деформации горных пород фундамента и палеогена в более пластичных отложениях осадочного чехла. Таким образом, разломообразование происходило вдоль ослабленных зон древних

погребенных разломов фундамента Восточно-Одоптинского лицензионного участка.

Геомеханические модели для трех рассматриваемых лицензионных участков построены для сдвигового поля напряжений с субширотным сжатием. Возникшие в результате приложения этой внешней нагрузки локальные напряжения рассчитывались для каждого горизонта с учетом ориентировки осей напряжений.

На Киринском лицензионном участке области повышенных значений сжимающих напряжений (σ_3) распределены в виде сетки максимумов, протягивающихся в субширотном и северо-восточном направлении. Максимальные сжимающие напряжения протягиваются вдоль Западно-Киринской структуры, обрамляют Мынгинскую антиклиналь и разделяют Южно-Киринское поднятие на отдельные блоки. К областям опускания приурочено мало максимумов напряжений.

В пределах Аяшского лицензионного участка области повышенных значений сжимающих напряжений (σ_3) локализованы в южной половине блока в верхних частях разреза, в то время как нижние части, наоборот, максимально деформированы на севере. Максимумы значений вытянуты в субширотном направлении. Кроме того, построены схемы ориентировки максимального и минимального сжатия.

Восточно-Одоптинский лицензионный участок проекта «Сахалин-3» находится в северной части шельфа северо-восточного побережья о. Сахалин. В пределах этой территории в результате работ прошлых лет выделены и оконтурены Восточно-Одоптинская, Лозинская, Южно-Лозинская, Шивчибинская антиклинальные структуры. Наиболее подвержены воздействию внешнего сжатия в нижних частях разреза участки, протягивающиеся вдоль западного и восточного склонов Восточно-Одоптинской антиклинальной структуры и западного борта Лозинского поднятия. Для верхних горизонтов (начиная с верхненутовского ($N_2nt_2^1$) подкомплекса) области повышенных значений сжимающих напряжений (σ_3) расположены в пределах северной, центральной и южной частей Лозинской антиклинали.

В результате анализа результатов геомеханического моделирования для каждой лицензионной области построены прогнозные аналитические модели трещиноватости, причем каждая модель, как показано выше, рассчитывалась по шести параметрам. Расчеты показали, что разные участки изучаемой территории по-разному затронуты процессом трещинообразования, в результате чего характер и величина вторичной проницаемости существенно меняются как по площади, так и с глубиной.

Прогнозная оценка вторичной проницаемости коллекторов в северо-восточной части Сахалинского шельфа. 3D геомеханическое моделирование,

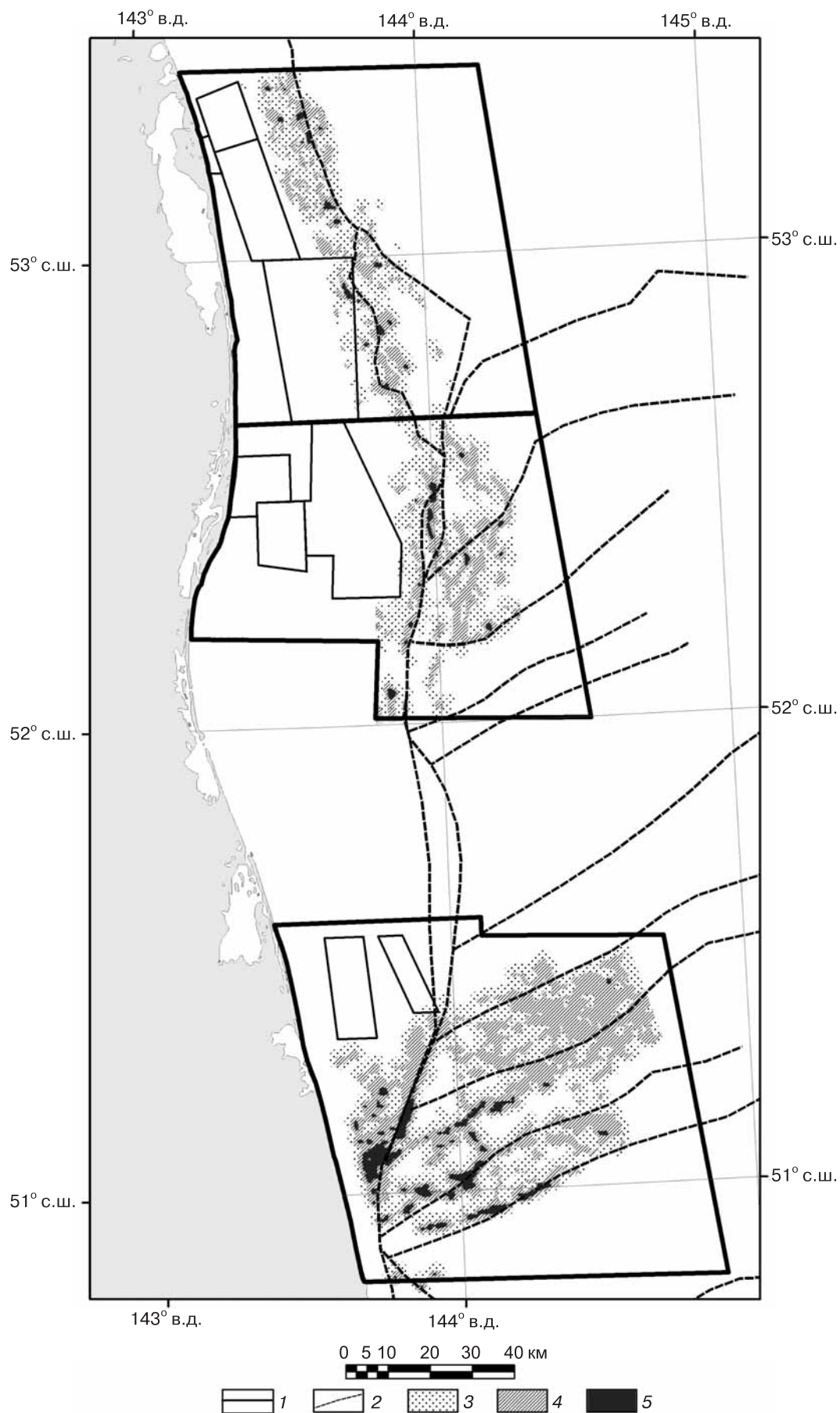


Рис. 2. Схема вторичной проницаемости даехурийского горизонта (P_3^2dh) Восточно-Одоптинского, Аяшского и Киринского блоков: 1 — границы лицензионных участков; 2 — крупные разрывные нарушения; 3 — минимальные значения вторичной проницаемости; 4 — средние значения вторичной проницаемости; 5 — высокие значения вторичной проницаемости

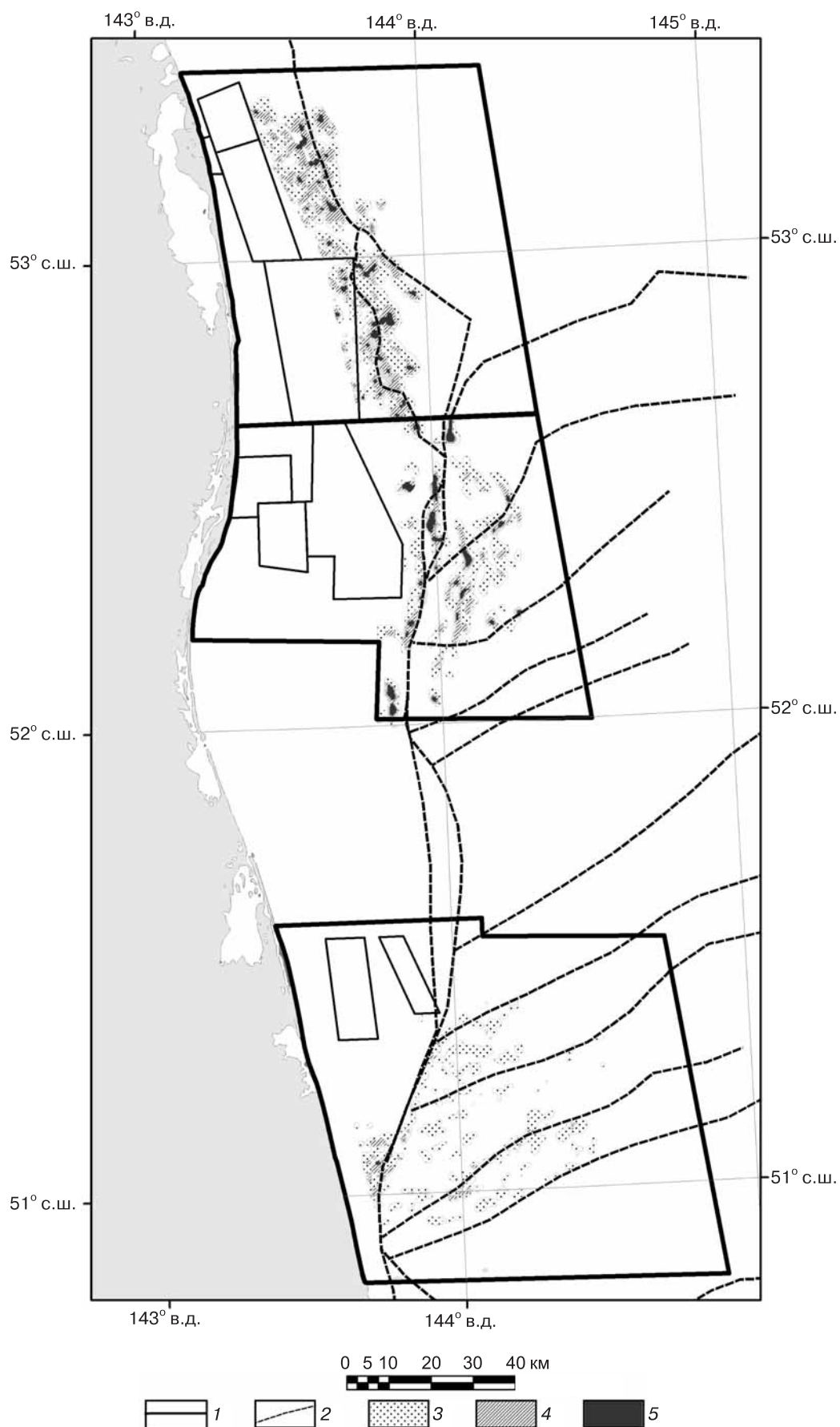


Рис. 3. Схема вторичной проницаемости дагинского комплекса ($N_1^{1-2}dg$) Киринского, Аяшского и Восточно-Одоптинского лицензионных участков: 1 — границы лицензионных участков; 2 — крупные разрывные нарушения; 3 — минимальные значения вторичной проницаемости; 4 — средние значения вторичной проницаемости; 5 — высокие значения вторичной проницаемости

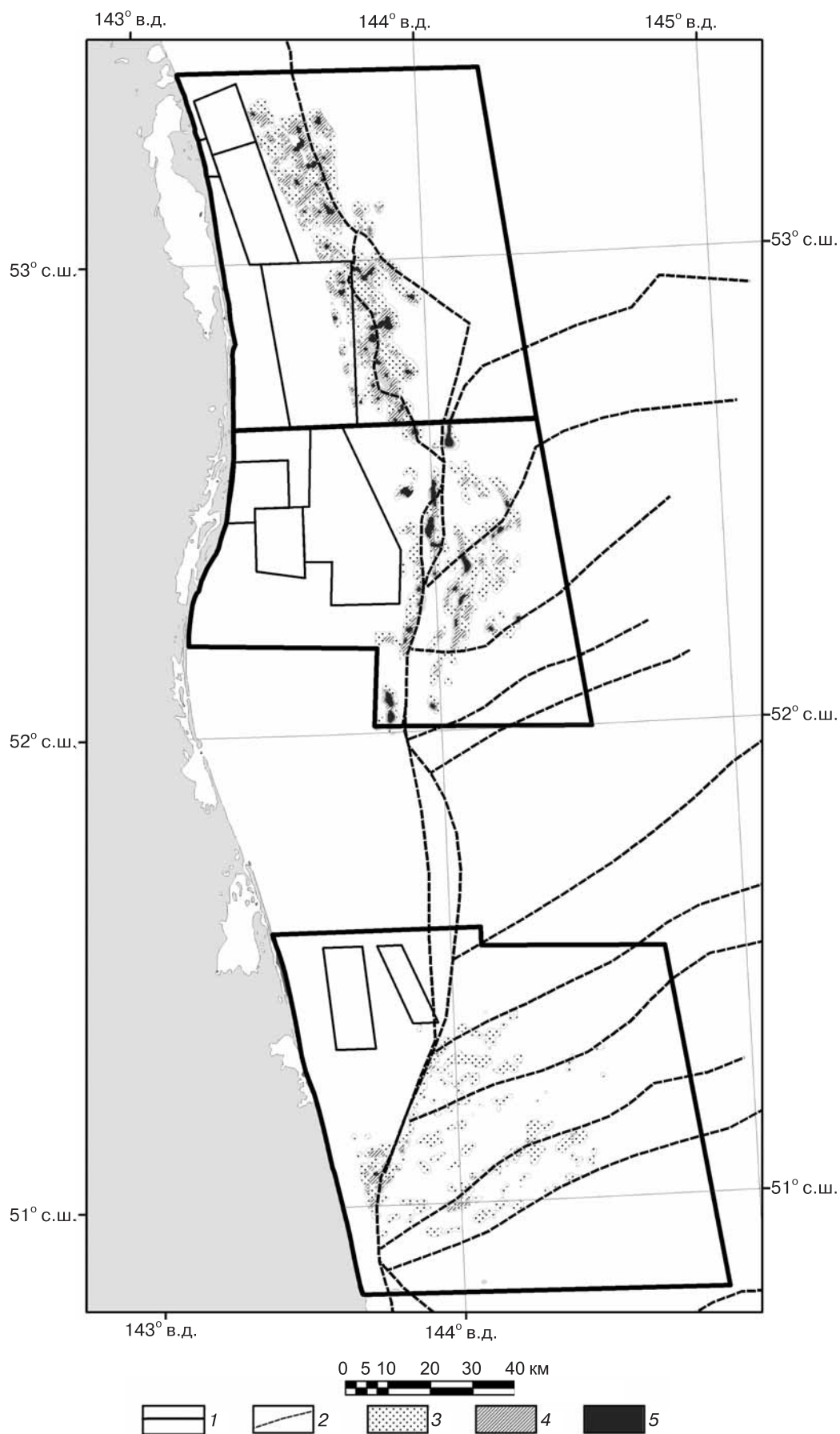


Рис. 4. Схема вторичной проницаемости верхненутовского подкомплекса (N_{2nt_2}) Аяшского и Восточно-Одоптинского лицензионных участков: 1 — границы лицензионных участков; 2 — крупные разрывные нарушения; 3 — минимальные значения вторичной проницаемости; 4 — средние значения вторичной проницаемости; 5 — высокие значения вторичной проницаемости

выполненное для этого региона, позволило рассчитать прогнозную проницаемость для каждого стратиграфического горизонта. Выявленная вторичная проницаемость различна в верхних и нижних стратиграфических горизонтах, причем поверхностью раздела служит окобыкайская глинистая пачка. Отметим, что с глубиной максимумы вторичной проницаемости локализуются вдоль разломов фундамента.

Распределение вторичной проницаемости даехурийского горизонта (P_3^2) имеет сложное строение (рис. 2). Южнее Восточно-Одоптинского поднятия зоны высоких значений вторичной проницаемости приобретают все более вытянутую форму, особенно это заметно при переходе к Аяшскому и Киринскому блокам. При этом меняется ориентировка этих зон — от северо-западной для Восточно-Одоптинского участка к субмеридиональной для Аяшского участка и к северо-восточной для Киринского.

Вторичная проницаемость дагинского ($N_1^{1-2}dg$) горизонта на Киринском лицензионном участке заметно уменьшается, в то время как в Аяшском и Восточно-Одоптинском блоках она практически остается без изменений (рис. 3). Основные максимумы повышенных значений вторичной проницаемости протягиваются вдоль крупных разрывных нарушений, создают сеть фильтрационных каналов, определяющих миграцию углеводородов (особенно это характерно для нефтегазоматеринских толщ уйнинского, окобыкайского и даехурийского комплексов).

Крупные разрывные нарушения в породах окобыкайской свиты служат каналами вертикальной миграции углеводорода, которые соединяют нефте- и газоматеринские толщи палеогенового возраста с верхнемиоценовыми и плиоценовыми коллекторами. Для этого горизонта необходимо выявить степень тектонической сохранности и с этой позиции можно объяснить отсутствие скоплений углеводородов под активными тектоническими нарушениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зайцев В.А., Рябухина С.Г., Дмитриевская Т.В., Бондарев А.В. Геомеханическое моделирование коллекторских свойств Киринского лицензионного участка (Присахалинский шельф) // Мат-лы конф. «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». М.: Изд. центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2016а. С. 99–104.

В верхнемиоцен-плиоценовых отложениях наиболее проницаемы южная часть Восточно-Одоптинского и южная половина Аяшского лицензионных участков (рис. 4). Отметим, что вторичная проницаемость определяет фильтрационную обособленность локальных структур.

Заключение. Вклад значений вторичной проницаемости в полную (или эффективную) проницаемость у разных стратиграфических подразделений неодинаков. Так, например, в комплексе пород фундамента мелового возраста предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара, для которого вторичная проницаемость равна полной. Для эоцен-позднеолигоценового мачигарско-даехурийского ($P_3^1mc-P_3^2dh$) комплекса, обладающего трещинно-поровым резервуаром, вклад вторичной проницаемости при оценке эффективной преобладает, и, следовательно, площади с высокими значениями вторичной проницаемости перспективны для поиска месторождений нефти и газа. В залегающих выше отложениях ранне-среднемиоценового комплекса, также характеризующихся трещинно-поровым коллектором, составляющая вторичной проницаемости становится меньше. Для преимущественно терригенных верхнемиоценовых-плиоценовых отложений, обладающих поровым резервуаром, роль вторичной проницаемости существенно ниже, тем не менее ее необходимо учитывать.

Выявленная вторичная проницаемость может существенным образом дополнить информацию о фильтрационных параметрах коллектора и служит важным поисковым критерием, особенно для трещиноватых и трещиновато-поровых резервуаров.

Исследования проведены при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках Задания №10.6569.2017/БЧ на выполнение научно-исследовательской работы (базовая часть государственного задания в сфере научной деятельности).

Зайцев В.А., Рябухина С.Г., Дмитриевская Т.В., Сизиков Е.А. Оценка вторичных фильтрационных параметров с помощью геомеханического моделирования Аяшского лицензионного участка (Присахалинский шельф) // Мат-лы конф. «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». М.: Изд. центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2016б. С. 104–108.

Поступила в редакцию
28.03.2017

УДК 552.333 (234.9)

Н.В. Короновский¹**ФЛЮИДОГЕННЫЕ БРЕКЧИИ В ДАРЬЯЛЬСКОМ УЩЕЛЬЕ
р. ТЕРЕК (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КAVKAZ)**

В Дарьяльском ущелье на Северном Кавказе описаны флюидогенные брекчии, связанные с эксплозивными извержениями позднеплейстоценового возраста, обусловленными декомпрессионными взрывами сильнофлюидизированной магмы на небольшой глубине.

Ключевые слова: брекчия, эксплозия, флюидолиты, новейший разлом.

This article describes the fluidolite's breccias which are located in the Darial Gorge of the North Caucasus. Fluidolite's breccias are connected with explosive eruptions in the Late Pleistocene and caused decompressive explosions of high fluidized magma at small depths.

Key words: breccia, explosion, fluidolites, newest fault.

Введение. В 1960 г. на Северном Кавказе в Дарьяльском ущелье, выработанном р. Терек, были обнаружены необычные толщи, описанные как эксплозивные брекчии позднеплейстоценового возраста [Короновский, Милановский, 1961]. В 2014 г. автору удалось вновь посетить эти места и получить новые данные о строении и положении брекчий в долине, что позволяет обсудить эти необычные породы и их возможный генезис, учитывая появившиеся в последние годы материалы по взрывным брекчиям в разных регионах России.

Фактический материал. Брекчии находятся в наиболее узком месте долины р. Терек, прорезающей осевую часть Большого Кавказа, в так называемой Дарьяльской теснине, где обнажаются позднепалеозойские граниты и нижнеюрские сланцевые толщи, которые дислоцированы в виде тектонических чешуй, залегающих практически вертикально [Панов, Ломизе, 2007]. Два гранитных массива — большой Дарьяльский и поменьше Гвилетский — перекрыты нижнеюрскими отложениями. Оба массива сложены различными гранитами и остатками палеозойских кристаллических сланцев, а также пересечены дайками юрских диабазов. Оба гранитных массива позднепалеозойского возраста, по-видимому, являются продуктом изменения древнего кристаллического субстрата,

состоявшего из плагиогранитов. Следует отметить, что эти гранитные массивы — бескорневые и по форме напоминают яйцо, перекрыты кварцитами и глинистыми сланцами нижнеюрской кистинской свиты. С юга все отложения, включая граниты, обрезаны Шаухохским надвигом, полого наклоненным на север (рис. 1).

В самом узком месте Дарьяльского ущелья, на левом берегу Терека на скале возвышаются руины грузинской сторожевой башни первых веков н.э., а ниже, уже в долине — Дарьяльская крепость, построенная в 1846 г. В этих местах и были обнаружены три самостоятельных выхода весьма необычных пород, которые можно отнести к флюидогенным брекчиям [Шарпенюк и др., 2008].

Самый северный выход находится на правом берегу Терека немного выше устья р. Кистинка, где непосредственно выше шоссе выявлено валлообразное поднятие высотой 40–45 м и длиной 300–350 м, обладающее полукуполообразной формой. Весь этот вал находится среди гранитов, и его материал прислоняется к ним. В тыловой части вала, в понижении, залегают остатки пролювиальных или флювиогляциальных отложений с окатанными валунами диабазов, андезидацитов и гранитов размером до 1,5 м. Эти отложения образовались после возникновения вала, восточный склон которого сохранил свой первичный наклон.

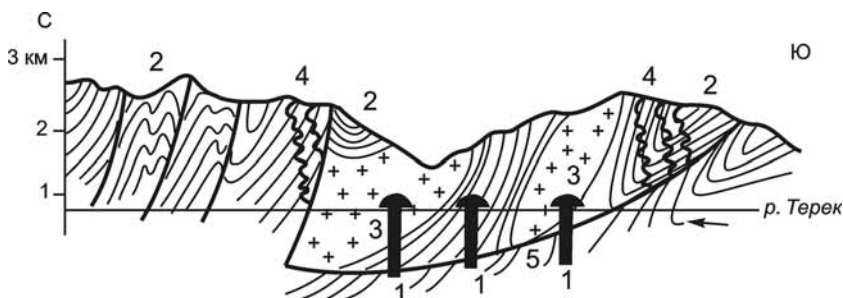
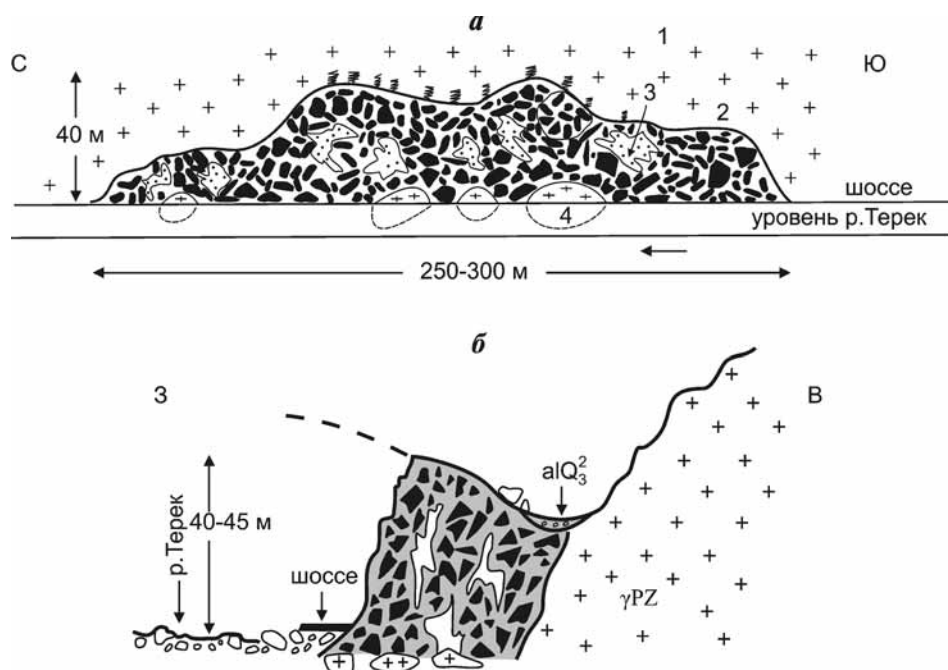


Рис. 1. Схематический геологический профиль по правобережью Терека в районе Дарьяльского ущелья: 1 — брекчии, 2 — нижнеюрские образования, 3 — граниты палеозойские, 4 — диабазовые дайки, 5 — Шаухохский надвиг

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, заведующий кафедрой, профессор; e-mail: dynamo.geol@gmail.com

Рис. 2. Выход брекчий аспидных сланцев в Дарьяльском ущелье, рисунок, вид вдоль шоссе (а) и поперечный разрез обнажения черных брекчий в палеозойских бескорневых Дарьяльских гранитах (б). В брекчии видны вертикальные светлые линзы из перетертых кварцитов кистинской нижнеюрской свиты: 1 — палеозойские граниты, 2 — брекчии, 3 — включения перетертых кварцитов кистинской свиты нижней юры, 4 — крупные валуны из морены



Собственно вал состоит из плотносцементированной брекчии, состоящей из обломков черных аспидных сланцев, в которой встречаются вертикально ориентированные линзы и неправильные полосы, сложенные раздробленными светлыми кварцитами и песчаниками лейасовой кистинской свиты, нигде в этом месте не обнажающейся (рис. 2, а, б). Обломки черных аспидных сланцев размером от нескольких десятков сантиметров до мельчайших, почти пылеватых частиц сцементированы в очень плотную породу, из которой более крупные фрагменты сланцев, обычно остроугольные, можно выбить только молотком. В обломках присутствуют и кварциты кистинской свиты, но совершенно отсутствуют граниты, на поверхности которых эта толща расположена. В брекчии отсутствует какая-либо ориентировка, это беспорядочно слипшиеся между собой обломки черных, даже иссиня-черных аспидных сланцев, местами превращающихся в порошкообразный материал, напоминающий сажу, поэтому в этом случае вряд ли уместно говорить о спекании или сваривании.

В массе черных брекчий отмечены жилы и гнезда длиной до нескольких метров, образованные раздробленными, перетертыми кистинскими кварцитами, имеющими поэтому желтоватый цвет, хорошо выделяющийся на общем черном фоне брекчий. Подчеркну, что все эти черные, сажистые, «сваренные» брекчии из обломков лейасовых аспидных сланцев находятся в области палеозойских бескорневых гранитов, а юрские породы должны подстилать эти массивы, обрезанные снизу надвигами. В массе черных брекчий в ряде мест отмечено присутствие небольших

гнезд светло-серого цвета размером несколько десятков сантиметров, материал которых можно отнести к дацитовым туфам или пеплам, но с большой примесью тонкоперетертых аспидных сланцев. Микроскопическое изучение материала этих гнезд показало присутствие частиц вулканического стекла и обломков полевых шпатов, но подобный материал фиксируется в брекчиях только в отдельных местах и занимает незначительный объем.

На левом берегу Терека, непосредственно под скалой с остатками башни первых веков н.э. и напротив вала с брекчией на правом берегу находятся остатки куполовидного вала с точно такой же брекчией (рис. 3). Его центральная часть оказалась размыва рекой, судя по тому, что выше по течению нет озерных отложений, разрушение вала произошло очень быстро после его образования.

Южнее в долине Терека, в устье р. Амали, находится еще один выход такой же черной брекчии, состоящей из обломков аспидных лейасовых сланцев.

Самый южный выход подобных же брекчий находится на правом берегу долины Терека, при-

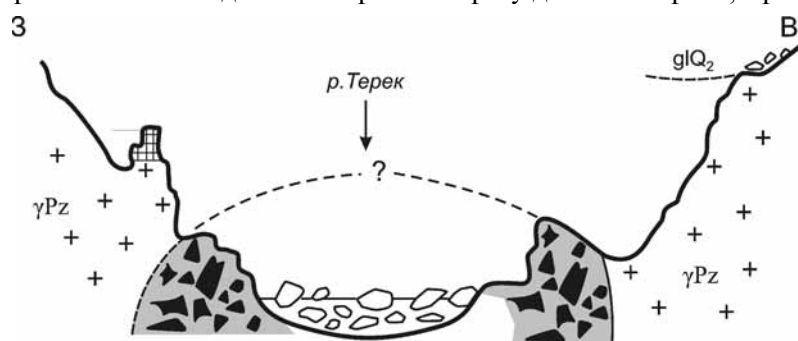


Рис. 3. Поперечный разрез через долину Терека в районе руин древней грузинской башни на левом берегу. Остатки черных брекчий обнажены на обоих берегах реки

мерно на 0,5 км выше Гвилетского моста, где на поколе из кварцитов и глинистых сланцев нижнелейасской кистинской свиты и расположенных рядом гранитов на протяжении нескольких сотен метров находятся обнажения черных, с синеватым отливом, плотносцементированных брекчий аспидных сланцев. Обращает на себя внимание крепость брекчий, в которой все остроугольные обломки (до 5–20 см) сланцев и кварцитов и цементирующий их материал таких же сланцев, но измельченный до порошкообразного состояния, как бы спаяны, сварены в единую плотную массу.

Наиболее интересная особенность этого обнажения — брекчии из аспидных сланцев прорывают аллювиальные отложения молодой позднеплейстоценовой террасы Терека, которая сложена галечником, заключенным в гравелитистом и песчаном матриксе (рис. 4). Хорошо окатанные гальки и небольшие валуны (до 0,3 м) представлены в основном андезитдацитовыми лавами молодых потоков Казбека и других вулканов этого района, а также юрскими диабазами, кварцитами и сланцами. Контакты с брекчией очень четкие и резкие, вдоль них в аллювии видны линзочки перетертых черных сланцев, а в приконтактной зоне в брекчии находятся затащенные в нее отдельные гальки. Все эти особенности свидетельствуют о том, что брекчия имеет интрузивное и одновременно эксплозивное происхождение, так как она оказалась на поверхности после того, как прорвала аллювиальные отложения. Во всех брекчиях видны обломки аспидных сланцев, которые сами состоят из брекчий, что может указывать на взрывы, предшествовавшие выбросу материала на поверхность.

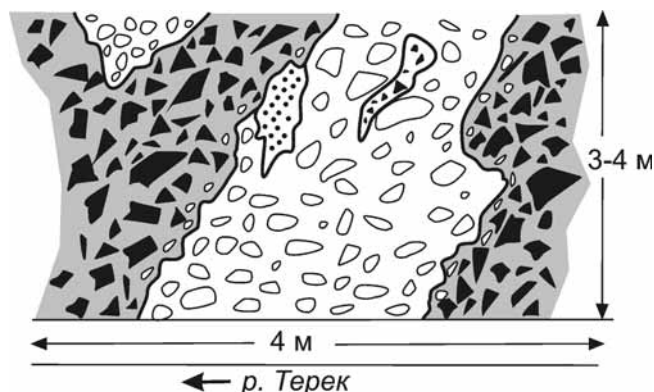


Рис. 4. Прорывание брекчий из черных аспидных сланцев верхнеплейстоценового аллювия на правом берегу Терека на 0,5 км выше Гвилетского моста около уреза воды. В контактовых участках брекчии видны затащенные гальки

Происхождение брекчий масс. Каким же образом можно объяснить появление столь необычных пород в днище наиболее узкой части долины Терека — в Дарьяльском ущелье? Сразу же можно отвергнуть их ледниковое (морены), пролювиальное, делювиальное или аллювиальное

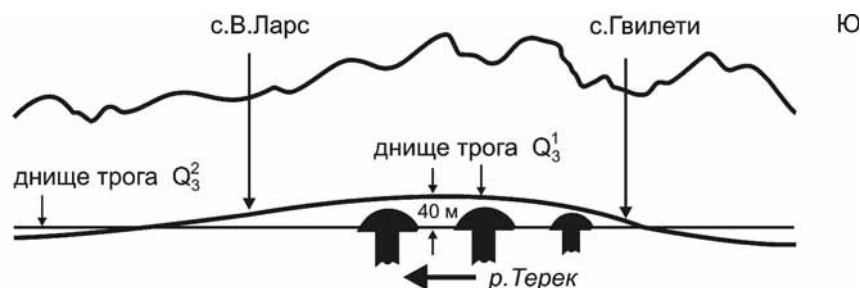
происхождение, а также образование в результате оползней или обвалов. Этому противоречит состав пород склонов, почти полностью состоящих из палеозойских гранитов, тогда как толщи нижнеюрских глинистых сланцев отсутствуют. Они предполагаются под надвигами, ограничивающими Дарьяльский и Гвилетский гранитные массивы, которые, возможно, обладают яйцевидной формой, так как образовались за счет выжимания пород палеозойского субстрата. Среди ледниковых отложений — морен — в изобилии присутствуют валуны вулканических пород Казбекского района, которых в брекчиях нет.

Собственно брекчии состоят из различных по размеру угловатых обломков черных сланцев, заключенных в матриксе таких же перетертых до пыли более мелких обломков, и все они крепко сцементированы, как бы сварены. Местами в брекчиях попадаются сглаженные, округлые обломки сланцев и песчаников или кварцитов лейассовой кистинской свиты, получивших такую форму в результате окатывания в перемещающейся массе. Цемент в брекчиях практически отсутствует, если не считать за таковой измельченные до пылеватого состояния черные сажи-стые сланцы.

Обнаруженный недавно контакт брекчии с гранитами, образующими почти вертикальную стену, показал, что брекчия из аспидных сланцев прилегает к гранитам, но не влияет на них, не отмечено температурное воздействие на граниты. Можно предположить, что это апикальная часть брекчиевой пробки, часть которой была впоследствии размыта.

Объяснить формирование подобных брекчий, имеющих очень молодой позднеплейстоценовый возраст, лучше всего с помощью ее флюидоэксплозивного происхождения, т.е. по существу газового или почти газового взрыва, который привел к образованию пород, называемых флюидолитами и широко обсуждаемых в современной литературе [Голубева, 2003; Казак и др., 2008; Макарьев и др., 2016; Махлаев, Голубева, 1999; Петрографический ..., 2009; Шарпенко и др., 2008; Шарпенко, Лукьянова и др., 2003]. На некоторой глубине, в рассматриваемом случае не очень большой, происходила концентрация флюидов, возможно, с минимальным присутствием магмы, которые удерживались экраном из надвигов в сочетании с гранитными массивами. Под воздействием активных неотектонических движений, которые в этом районе весьма энергичны, в результате декомпрессии газовая составляющая флюидов вырвалась наружу со взрывом, дробя породы, окатывая (огалтовывая) обломки при движении к поверхности, перемалывая и перетирая их в тонкий матрикс, состоящий из этих же пород. Подобные процессы, объясняемые процессами с

Рис. 5. Деформация дна трога ранне-позднеплейстоценового оледенения (Q_3^1) в Дарьяльском ущелье Терека. Черное — размещение флюидогенных брекчий



флюидизированной магмой, описаны уже давно [Летников, 1992].

Не случайно, что взрывные брекчии приурочены к дну долины Терека, так как в ней меньше всего сопротивления вырывающимся газам, и, кроме того, вдоль долины Терека проходит активный новейший разлом [Милановский, Короновский, 1964; Короновский, 2016], к которому южнее приурочено несколько других центров извержения. Так, в районе г. Степанцинда (прежнее название Казбеги), на левом склоне долины р. Чхери, впадающей в Терек непосредственно ниже шоссе, обнажается толща андезитовых туфобрекчий и туфов, залегающих на лейасовых сланцах или, скорее, их прорывающих и перекрытых нижним из трех Чхерских лавовых потоков, берущих начало из вулкана Казбек. Туфобрекчии и туфы обособлены в виде отдельного холма и образовались они в начале раннего плейстоцена.

Автором выявлено, что в Дарьяльском ущелье наблюдается подъем дна ранне-позднеплейстоценового трога, фиксирующий аномальное воздымание всего района ущелья, которое отчасти и возникло вследствие этого крайне молодого воздымания структур (рис. 5). Вполне возможно, что именно эти молодые тектонические подвижки инициировали взрывные извержения в ущелье. Ниже по течению Терека на его левом берегу в 1 км на север от с. Верхний Ларс в молодых верхнеплейстоценовых аллювиально-пролювиальных отложениях присутствует прослой рыхлых черных брекчий, состоящих из аспидных сланцев с гальками других пород. По-видимому, он представляет собой результат размыва взрывных брекчий, находящихся выше по течению в Дарьяльском ущелье.

Заключение. Установленные верхнеплейстоценовые брекчии, состоящие из очень крепких «спекшихся» черных аспидных сланцев нижней юры, в Дарьяльском ущелье Терека, в полосе развития гранитов, представляют собой, скорее всего, результат газовых взрывов на небольшой глубине. Их можно отнести к флюидогенным брекчиям, практически лишенным вулканического материала. Местами брекчии прорывают верхнеплейстоценовый аллювий, а их центры приурочены к современному дну долины Терека, масса брекчий перекрыла долину, но быстро

размывалась. Для позднего плейстоцена в долине Терека установлены энергичные тектонические движения, которые и могли вызвать декомпрессию флюида, связанного с магматическими очагами Казбекской вулканической области, выявленными в недавнее время.

Образование подобных брекчий можно объяснить существованием на глубине флюида и расплава. Во время подъема этого состава, когда давление падает, начинается их обособление, впоследствии могут образоваться вода и свободные газы [Арсанова, 2016]. Последние накапливаются в апикальной части магматической колонны, а если будет резко снято препятствие их концентрации, т.е. исчезнет экран, произойдет декомпрессия, и газ окажется растворенным во флюиде в неограниченном количестве, окажется выброшенным из подводящего канала или магмовода. В рассматриваемом случае произошел выброс пробки из гранитов и частично из юрских аспидных сланцев, и только потом была вынесена масса брекчии, спекшейся под воздействием повышенной температуры при взрыве. Подобная брекчия и возможный механизм ее образования позволяют отнести их к взрывным флюидитам [Шарпенюк, Лукьянова, 2003], т.е. к породам, возникновение которых обусловлено взрывом на некоторой глубине. В Дарьяльском ущелье эта глубина не могла превышать мощность лейасовых сланцев, т.е. несколько сотен метров, иначе в брекчии находились бы обломки других пород, но они здесь не обнаружены.

Новейшая тектоника в Казбекском районе проявлена исключительно активно. Достаточно упомянуть о субширотном разломе, проходящем в районе центра извержений в устье р. Чхери. Смещения по нему за поздний плейстоцен составили не менее 400–500 м [Милановский, Короновский, 1964]. Существование магматических очагов с кровлей мощностью около 10 км установлено микросейсмическим зондированием (ММЗ) на западе соседнего района [Горбатиков и др., 2015]. Поведение минерализованного нагретого флюида на глубине несколько километров описано С.Н. Ивановым [Иванов и др., 1999] и подтверждается микросейсмическим зондированием. Все это говорит о реальной возможности почти чисто газовых взрывов в Дарьяльском ущелье Терека.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсанова Г.И. Цезий как индикатор ювенильного флюида и многофункциональность флюида // Система Планета Земля. М.: URSS, 2016. С. 224–258.

Голубева И.И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 138 с.

Горбатикав А.В., Рогожин Е.А., Стапанова М.Ю. и др. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. 2015. № 1. С. 28–39.

Иванов С.Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.

Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ООО «Элексис Принт», 2008. 38 с.

Короновский Н.В. Этапы новейшего вулканизма и проблемы их корреляции с формированием рельефа Центрального Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 47–66.

Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 690–693.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.

Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Кухаренко Е.А., Шарпенко Л.Н. Рудоносность флюидоэксплозивных брекчий Мурунского магматического узла (Северное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2016. № 2. С. 13–20.

Махлаев Л.В., Голубева И.И. Флюидизаты и их положение в систематике горных пород // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Т. 2. Сыктывкар, 1999. С. 165–167.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Вып. 6. С. 57–86.

Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. ВСНХ СССР. Вып. 148. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1932. С. 3–38.

Шарпенко Л.Н., Голубева И.И., Лукьянова Л.И., Махлаев Л.В. Флюидиты как новый тип эндогенных горных пород // Происхождение магматических пород: Мат-лы междунар. петрографического совещания (X Всероссийского). Т. 2. Апатиты, 2008. С. 281–283.

Шарпенко Л.Н., Лукьянова Л.И. К систематике и классификации флюидоэксплозивных горных пород // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 744–746.

Поступила в редакцию
31.03.2017

УДК 551.781

А.В. Маринин¹, С.И. Ступин², Л.Ф. Копаевич³**СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АГОЙСКОЙ ОЛИСТОСТРОМЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)**

В береговом разрезе северо-западнее устья р. Агой залегает толща глин и глинистых алевролитов с олистостромовыми горизонтами и целыми олистоплаками верхнемеловых пород. Отложения этой толщи представлены в основном серыми песчанистыми, известковистыми глинами с редкими прослоями алевролитов. Горизонты и линзы олистостром содержат мелкие обломки, крупные глыбы и олистоплаки пород разного возраста. Из различных горизонтов толщи, из матрикса и обломков олистостром отобрана и определена микрофауна. В крупных глыбах и олистоплаках зафиксированы следы тектонизации (зеркала скольжения и отрывы), которые не прослеживаются во вмещающих отложениях. Мощность толщи оценивается в 280 м.

Ключевые слова: олистострома, палеоген, эоцен, фораминиферы.

A strata of clays and clay aleurolites with olistoliths and olistoplaques is outlined on the seaside in the north-west in the Agoi river valley. Sediments of the strata are composed of grey calcareous clays with layers of aleurolites. The layers and lenses of olistostromes contain small fragments, large blocks and large olistoplaques of various ages. From various layers of strata, from a matrix and olistoliths a microfauna is selected and defined. Small structural forms (slickensides and tension gashes) were recognized in olistoliths and olistoplaques, which are not traced in the matrix, this indicates that a series of folded and fissured structures were formed before these olistoliths and olistoplaques appeared in the olistostrome strata. Thickness of strata is estimated at 280 m.

Key words: olistostrome, Paleogene, Eocene, foraminifers.

Введение. В последние годы появились данные о широком развитии по периферии Западного Кавказа кайнозойских хаотических комплексов, формирование которых связано с возникновением и ростом складчатого сооружения Большого Кавказа [Борукаев и др., 1981; Копп, 1990, 1991; Майсадзе, 1994; Корсаков, Сорокина, 1997; Расцветаев, Маринин, 2001; Корсаков и др., 2002; Маринин и др., 2011]. Большую роль среди этих хаотических образований играют эоценовые олистостромовые комплексы, состав и залегание которых свидетельствуют о сложной тектонической истории этого региона. В статье рассмотрен прибрежный район около пос. Агой, где распространены эоценовые отложения (рис. 1, 2), расположенный на южном крыле складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа (называемом обычно Новороссийским синклиниорием) и относящийся к Новороссийско-Лазаревской структурно-фациальной зоне (Анапско-Агойской подзоне) в соответствии с современными данными геологического картирования [Корсаков и др., 2002].

Строению палеогеновых толщ региона посвящен ряд работ разных исследователей. Начало подробного изучения геологии рассматриваемого

района положено работами О.С. Вялова [1931, 1934]. Так, в работе О.С. Вялова [1931], касающейся Туапсинского района, все отложения вдоль побережья между реками Небуг и Агой были отнесены к темному флишу («датский ярус – палеоцен?»). Впоследствии темный флиш был разделен на три свиты: Агой, кадошскую и Казачьей щели с общей мощностью около 300 м. Палеонтологических данных для обоснования возраста свит не имелось; по сходству с разрезами Кахетии и Южной Осетии выделенные в разрезе свиты были отнесены к верхам маастрихта–палеоцену.

Подробное посвитное описание палеогенового разреза Туапсинского района дано в работе В.А. Гроссгейма [1960], где рассмотрено строение палеогеновых отложений между пос. Небуг и Агой. К сожалению, в этой работе не приведено структурное положение толщ и полностью отсутствует описание олистостромовых комплексов, приведены определения фораминифер, изученных Н.Н. Борисенко, к настоящему времени в значительной степени устаревшие.

Следующий этап изучения района связан с проведением геологического доизучения площади (ГДП-50) в 1970-х гг. (работы В.М. Андреева, Ю.П. Посаднева и др.). Впервые было показано,

¹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, лаборатория тектонофизики, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: marinin@yandex.ru

² Геологический институт РАН, лаборатория микропалеонтологии, науч. с.; e-mail: stupin@ginras.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: lfropaevich@mail.ru

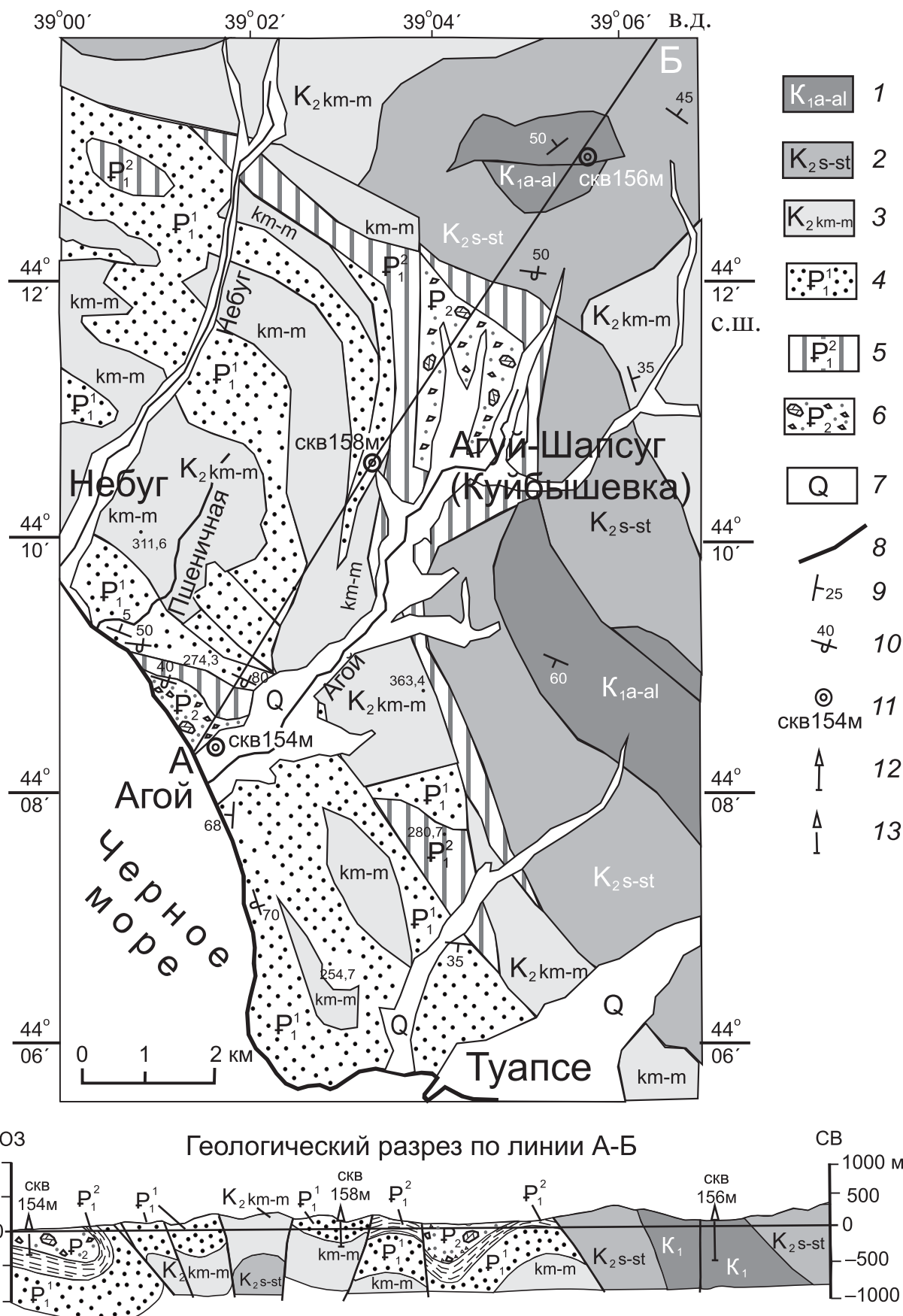


Рис. 1. Геологические карта и разрез района исследований (составлена с учетом данных С.Г. Корсакова, Ю.П. Посаднева, В.М. Андреева и др.). 1–7 — области распространения отложений: 1 — альба, 2 — сенмана–сантона, 3 — кампана–маастрихта, 4 — нижнего палеогена, 5 — верхнего палеогена, 6 — эоцена — олигоцена (?), 7 — антропогена; 8 — разрывные нарушения; 9–10 — элементы залегания слоистости: 9 — нормальное, 10 — опрокинутое; 11–13 — месторасположение скважин и их номера: 11 — на карте, 12 — на разрезе, 13 — вблизи линии разреза

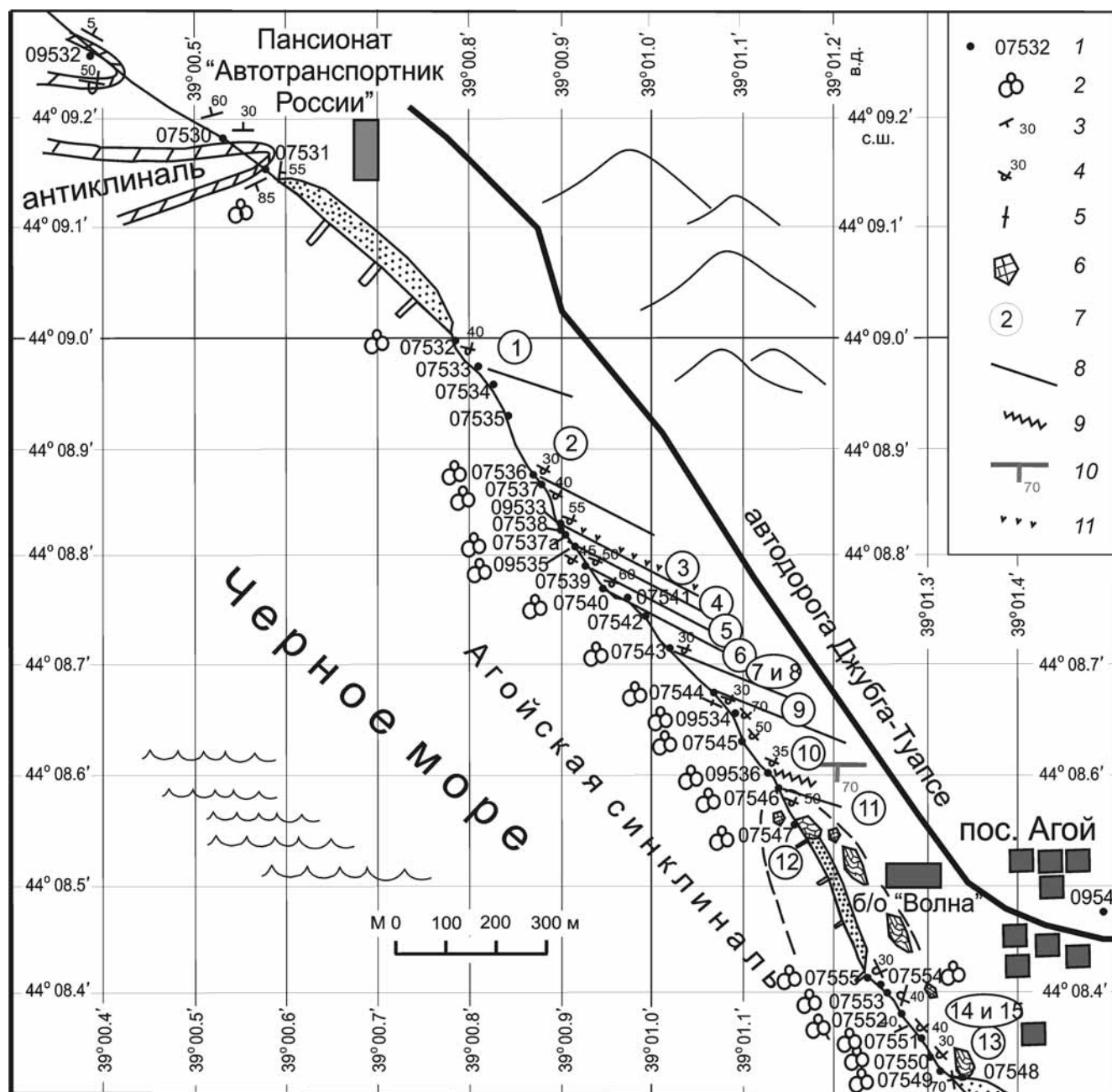


Рис. 2. Детальная геологическая схема разреза Агойской олистостромовой толщи: 1 — номера точек наблюдения, 2 — точки с определениями микрофауны, 3–5 — элементы залегания слоистости: 3 — нормальные, 4 — опрокинутые, 5 — субвертикальные, 6 — горизонт с крупными олистоплаками верхнемеловых и палеоценовых пород, 7 — номера выделяемых при описании толщи пачек, 8 — границы пачек, 9 — положение границы с небольшим угловым несогласием; 10 — элементы залегание небольшого разрывного нарушения; 11 — горизонт с туфогенными прослоями

что отложения толщи, расположенные северо-западнее пос. Агой, смяты в опрокинутую лежащую синклинальную складку (описания предыдущих исследователей не включали структурное положение отложений).

В работе Ч.Б. Борукаева с соавторами [Борукаев и др., 1981] описаны особенности строения олистостромовой толщи. При этом особое внимание уделено размерам и характеру олистолитов, их соотношению с вмещающими породами. В образцах, отобранных Ч.Б. Борукаевым из берегового обрыва на северо-западе от агойского пляжа, В.А. Крашенинников определил смешан-

ный комплекс фораминифер — от кампанского до среднеэоценового возраста. Самые молодые формы — *Acarinina bullbrookii* (Bolli) и *Turborotalia frontosa* (Subb.) — определяют возраст вмещающих отложений не древнее позднего ипра-лютета. Для этой толщи установлен эоценовый возраст формирования.

В настоящее время в объяснительной записке к геологической карте [Корсаков и др., 2002] эти отложения отнесены к суусанской толще, олигоценый возраст которой предполагается по находкам микрофауны (по материалам работ В.М. Андреева и Ю.П. Посаднева): *Bolivina mis-*

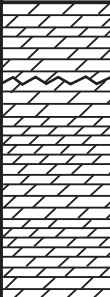
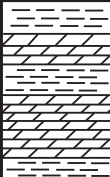
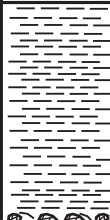
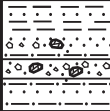
Система	Отдел	Ярус	№ пачки в описании	Свита	Лито- логическая колонка	Мощность, м	Номера образцов	Описание
Палеогеновая	Эоцен	ИПРСКИЙ		Агойская олистостромовая толща		более 15	99544/2	Горизонт с олистоплаками верхнемеловых пород. Из пород олистоплаки определены: <i>Marginotruncana marginata</i> (Reuss), <i>M. angusticarinata</i> (Gandolfi), <i>M. pseudolinneiana</i> Pessagno (определения Л.Ф. Копаевич)
						15	07-26-07 07-26-08 07-26-09 07-26-10	Глины сильноизвестковистые. В подошве пачки олистостромовый горизонт. Определены: <i>Morozovella aragonensis</i> , а также переотложенные верхнемеловые и палеогеновые фораминиферы,
						40	07-26-11 P-2 (09534/1) P-3 (09534/2) 07545 07-26-12	Глины известковистые тонкоплитчатые серые, известняки глинистые. В верхней части небольшое угловое несогласие. Определены: <i>Subbotina</i> spp. плохой сохранности, <i>Subbotina</i> cf. <i>turcmunica</i> (Khal.), <i>Morozovella aragonensis</i> , а также переотложенные верхнемеловые и палеогеновые фораминиферы.
						25	07543	Глины известковистые слоистые. Из глин определены (образец № 07543): <i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i> (Cush. et Ponton), <i>P. micra</i> (Cole)
						30	07-26-13 07-26-14	Глины известковистые серые с олистостромовым горизонтом (0,3 м) в основании.
						30	07-26-15 99544/1	Глины известковистые пепельно-серые с характерным («бетонным») олистостромовым горизонтом (35 см) в основании. Определены (образец № 99544/1): <i>Anomalina granosa</i> (Hantken.), <i>Morozovella aragonensis</i> (Nuttal), <i>Globigerinatheka</i> cf. <i>tropicalis</i> (...) или cf. <i>subconglobatus</i> (Schultz), <i>Globorotalia aragonensis</i> (Nuttal), <i>Globotruncana ventricosa</i> (определения Л.Ф. Копаевич и В.Н. Беньямовского).
						15	07-26-15 07-26-16 07-26-17 07539	Глины известковистые пепельно-серые с олистостромовыми горизонтами. Определены (образец № 07539/4): <i>Morozovella marginodentata</i> (Subb.), <i>Acarinina bullbrooki</i> (Bolli).
						20	07-26-18 07-26-18a	Глины пепельно-серые алевролитистые. В основании пачки «первый» олистостромовый горизонт (2,6 м), сложенный мусорными алевролитами.
Палеогеновая	Эоцен	ИПРСКИЙ		Агойская олистостромовая толща		25	07537/1	Глины известковистые алевролитистые пепельно-серые. Определены (образец № 07537/1): <i>Morozovella marginodentata</i> (Subb.), <i>Subbotina linaperta</i> (Finlay), <i>S. eocaena</i> (Gumbel), <i>Parasubbotina inaequispira</i> (Subb.), <i>Acarinina coalingensis</i> (Cush. et Hanna), <i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i> (Cush. et Ponton), <i>P. micra</i> (Cole)

Рис. 3. Стратиграфическая колонка Агойской толщи (основная часть разреза)

Система	Отдел	Ярус	№ пачки в описании	Литологическая колонка	Мощность, м	Номера образцов	Описание
Палеогеновая	Эоцен	БАРТОН - ПРИАБОН (?)	15		более 30	07-26-05	Глины известковистые. В основании пачки горизонт олистостромы (1,5 м) с обломками верхнемеловых (?) пород. В глинах встречены верхнемеловые и палеогеновые фораминиферы (образец № ГИН 07-26-05), <i>Subbotina turcmenica</i> (Khal.).
			14		20		Глины известковистые с прослоями более светлых глинистых известняков. В основании пачки прослой серых глинистых известняков тонкоплитчатых (0,3 м), а выше горизонт олистостромы (1 м).
			13		40	0902 07-26-01 07548	Олистострома – разноориентированные блоки верхнемеловых и палеоценовых пород в глинистом матриксе, содержащем неокатанные обломки песчано-гравийной размерности. В средней части пачки прослой мергелей (0,3 м) со слоями более темных мергелей. Встречена (образец № ГИН 07-26-01) <i>Subbotina turcmenica</i> (Khal.)

Рис. 4. Стратиграфическая колонка верхней части Агойской толщи (продолжение основной части разреза на юго-востоке)

sisipiensis Cushman., *Cibicides amphysiliensis* (Andr.), *C. aff. oligocenicus* Samoilova, *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerinella micra* (Cole), *Caucasina schischinskayae* (Samoilova). Рассматриваемая толща, возможно, распространена и северо-восточнее, в районе аула Агуй-Шапсуг (ст. Куйбышевка). Здесь, согласно исследованиям В.М. Андреева, Ю.П. Посаднева и С.Г. Корсакова, в толще отмечены включения чешуи рыб и растительного детрита (реже) [Корсаков и др., 2002].

В 1999 г. при полевых исследованиях Л.М. Расцветаевым и А.В. Марининым из разных частей разреза отобраны образцы (№ 99544/1 и 99544/2, рис. 3). Из этих образцов В.Н. Беньямовским и Л.Ф. Кобаевич определены плохой сохранности фораминиферы, включающие позднемеловые и ранне-среднеэоценовые виды. Палеогеновые виды представлены *Morozovella aragonensis* (Nutt.), *Globigerinatheka cf. tropicalis* (Blow et Banner) или *G. cf. subconglobata* (Schutz.), *Morozovella cf. caucasica* (Glaessner), *M. cf. formosa gracilis* (Bolli), *M. cf. convexa* (Subb.), *Globigerinatheka cf. micra* (Schutz.), *Subbotina ex gr. pseudoeocaena* (Subb.), *S. cf. frontosa* (Subb.) или *S. cf. turkmenica* (Khalil.), *S. ratuša*?

(Кобаевич), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cush. et Ponton), а позднемеловые — *Globotruncana ventricosa* White, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) и др. [Расцветаев, Маринин, 2001].

Материалы и методы исследования. В основу работы положены материалы полевых исследований С.И. Ступина в 2005 г., Л.М. Расцветаева, А.В. Маринина, Е.Ю. Закревской, А.И. Яковлевой и Э.П. Радионой в 2007 г., а также Л.М. Расцветаева и А.В. Маринина в 2009 г. Материалы представлены маршрутными наблюдениями, зарисовками, фотографиями и образцами. Схема точек наблюдения (т.н.) и отбора образцов (для микропалеонтологических исследований) в исследованном районе представлена на рис. 2. Образцы отбирали с разным интервалом — от 1 до 50 м. Масса образцов обычно составляла от 150 до 250 г. Детальный отбор образцов проводился из принципиально важных интервалов (границ пачек пород с разным литологическим составом). В районе наблюдений встречены мощные олистостромовые горизонты, из которых отбор образцов проводили как из матрикса вмещающих пород, так и из включений (олистолитов). Всего отобрано

30 образцов, более чем в 20 образцах определена микрофауна. По данным маршрутных наблюдений и микропалеонтологических исследований составлены геологическая карта-схема (рис. 2) и стратиграфические колонки (рис. 3, 4) района исследований.

Геологическое строение Небуг-Агойского района и состав слагающих отложений. Описание района сделано с северо-запада от долины р. Пшеничная (район санатория «Автотранспортник России», восточнее устья р. Небуг) на юго-восток вплоть до устья р. Агой. Большое значение имеет структурное положение отложений, так как породы толщи смяты в опрокинутую на юг, почти лежащую синклинальную складку (геологический разрез представлен на рис. 1) с полого залегающей осевой плоскостью (Агойская синклиналь), а большая часть отложений находится в опрокинутом залегании. Из-за неоднозначного понимания разными исследователями объема и возраста выделяемых здесь местных стратиграфических подразделений мы приводим описание разреза с точной географической привязкой выделенных нами пачек.

На северо-запад от устья р. Пшеничная и пляжа санатория «Автотранспортник России» расположена антиклинальная складка (т.н. 07531, 44°09,15' с.ш., 39°00,58' в.д.), в ядерной части которой выходят отложения, представленные чередованием песчаников (10–40 см), мергелей (до 60 см), глин (10–20 см) и известняков (до 20 см). Песчаники известковистые, с массивной, косослоистой и комковато-бугристой текстурой. Мергели голубовато-серые глинистые. Глины окремненные известковистые. Отложения, которые по внешним признакам отнесены нами к палеоцену (свита Казачьей щели), слагают нижнюю часть изученного разреза. Северное крыло складки пологое, с падением в северных румбах под углом до 30°; южное крыло с крутым (до субвертикального) залеганием пластов азимут падения (Аз Пд) 160°∠85°.

На этих отложениях (возможно, с небольшим угловым несогласием) более полого залегают черные глины с глинисто-карбонатными конкрециями (рис. 5). Глины слабоуплотненные, по трещинам отмечается ярозит, элементы залегания слоистости Аз Пд от 90°∠30° до 100°∠55°. Из глин (образец № 07531/3) определены агглютинирующие бентосные фораминиферы *Rhabdammina* sp., *Glomospira irregularis* (Grzyb.). Кроме того, встречены радиолярии, в частности много представителей *Druppulidae* (данные Д.И. Витухина). Выше залегает прослой рыжего рыхлого песка (туф, гипс?). Эти отложения, скорее всего, соответствуют низам пластунок свиты или же свите Горячего Ключа в описании В.А. Гроссгейма [1960]. Видимая мощность более 5 м.

Далее большой участок (около 400 м пляжа) закрыт бетонной стенкой пляжа санатория «Автотранспортник России». В работе В.А. Гроссгейма



Рис. 5. Палеоценовые отложения (т.н. 07531, к северо-западу от долины р. Пшеничная и санатория «Автотранспортник России»)

[1960] в береговом обрыве к востоку от устья р. Небуг (видимо, до забетонированного ограждения пляжа санатория) описаны отложения свиты Горячего Ключа общей мощностью 300 м, представленные темно-серыми известковистыми глинами с редкими и тонкими прослоями алевролитов.

На юго-восток от пляжа санатория «Автотранспортник России» начинаются практически непрерывные выходы отложений, которые прослеживаются вплоть до турбазы «Волна» (пос. Агой). Все отложения находятся в опрокинутом залегании на северо-восточном крыле Агойской синклинали. Стратиграфически снизу вверх в разрезе выделяются:

1) пачка от т.н. 07532 (44°09,00' с.ш., 39°00,78' в.д.) до т.н. 07533 (44°08,98' с.ш., 39°00,81' в.д.) тонкого чередования зелено-серых и темно-серых известковистых алевролитистых мелкощебенчатых глин (20–60 см) с тонкими прослоями (2–10 см) алевролитов и слабоизвестковистых глин (рис. 6);



Рис. 6. Чередование зелено-серых и темно-серых известковистых алевролитистых глин с тонкими прослоями алевролитов в опрокинутом залегании (т.н. 07532, пачка № 1, на юго-восток от долины р. Пшеничная и санатория «Автотранспортник России»)

элементы залегания слоистости: от Аз Пд $15^{\circ}/40^{\circ}$ (опрокинутое) до Аз Пд $20^{\circ}/60^{\circ}$ (опрокинутое). В пачке отмечена небольшая складка, видимо, подводно-оползневого происхождения, поскольку отвечает всем признакам складок такого происхождения [Фролов, 1992]. Среди микрофауны (образец № 42, сборы С.И. Ступина) обнаружены редкие плохой сохранности бентосные агглютинирующие фораминиферы, единичные бентосные секретионные *Bulimina* sp. Видимая мощность пачки 25 м;

2) пачка от т.н. 07533 ($44^{\circ}08,98'$ с.ш., $39^{\circ}00,81'$ в.д.) до т.н. 07536 ($44^{\circ}08,88'$ с.ш., $39^{\circ}00,87'$ в.д.) темных известковистых глин, которые в верхней части берегового клифа перекрыты морскими четвертичными отложениями. Мощность пачки около 70 м;

3) пачка от т.н. 07536 ($44^{\circ}08,88'$ с.ш., $39^{\circ}00,87'$ в.д.) до т.н. 07538 ($44^{\circ}08,83'$ с.ш., $39^{\circ}00,90'$ в.д.) зеленовато-серых известковистых глин с редкими прослоями глинистых известняков. Элементы залегания слоистости Аз Пд $30^{\circ}/30^{\circ}$ (опрокинутое). В т.н. 07537 ($44^{\circ}08,86'$ с.ш., $39^{\circ}00,88'$ в.д.) наблюдается небольшое разрывное нарушение с круто падающей на север плоскостью сместителя (Аз Пд $0^{\circ}/80^{\circ}$) и с небольшой зоной смятия. Выше по разрезу в верхней части пачки хорошо видна резкая смена зеленых глин и светлых глинистых известняков вышележащими (стратиграфически) темными глинами пачки 4 (рис. 7) Из образца № Р-1 (09533/3), взятого из верхней части пачки, определены: *Subbotina eocaena* (Gümbel), *Globigerinatheka korotkovi* (Keller), *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Morozovella* sp, *Acarinina praetopilensis* (Blow). Мощность пачки 20 м.



Рис. 7. Контакт зеленых и черных глин в т.н. 07538 (опрокинутое залегание)

Отложения этой части разреза (пачки 1–3) соответствуют, по-видимому, картируемым здесь пластунской (пачка 1) и иналской (пачки 2 и 3) свитам [Корсаков и др., 2002]. Общая мощность составляет более 110 м.

Следующая часть разреза (пачки 4–15), сложенная толщей глин с многочисленными горизонтами олистостром, образует агойскую олистостромовую толщу. Верхняя граница толщи не установлена (не наблюдается перекрытие более молодыми отложениями). Наиболее молодые отложения выполняют ядерную часть Агойской синклинали (пачки 13–15). При проведении дальнейших подробных исследований можно будет обосновать выделение этой части разреза в виде агойской свиты, но пока уверенности в необходимости ее выделения нет, так как площадное распространение этой толщи не установлено. Предполагаемая агойская свита отличается от свиты Агой, выделенной О.С. Вяловым в нижнепалеоценовых (маастрихтских ?) отложениях. В литературе более позднее упоминание о свите Агой встречается в работе [Келлер, Меннер, 1945], где она отнесена к датскому ярусу. В современных стратиграфических схемах название «свита Агой» не используется. В нижней части агойской толщи, по данным одного из авторов статьи [Ступин, 2008], присутствуют сапропелитовые прослои мощностью от 10 до 30 см, описание которых мы здесь не приводим, поскольку отсутствует их точная привязка.

Стратиграфически снизу вверх в разрезе агойской олистостромовой толщи выделяются:

4) пачка от т.н. 07538 ($44^{\circ}08,83'$ с.ш., $39^{\circ}00,90'$ в.д.) до т.н. 07537«а» ($44^{\circ}08,82'$ с.ш., $39^{\circ}00,91'$ в.д.) пепельно-серых известковистых алевролитических глин (рис. 7). Элементы залегания слоистости Аз Пд $20^{\circ}/55^{\circ}$ (опрокинутое). Определены планктонные фораминиферы (образец № 07537/1): *Morozovella marginodentata* (Subb.), *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. eocaena* (Gümbel), *Parasubbotina inaequispira* (Subb.), *Acarinina coalingensis* (Cush. et Hanna), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cush. et Ponton), *P. micra* (Cole), которые характерны для ипрского яруса (без его самой нижней части). Мощность пачки 25 м;

5) пачка пепельно-серых алевролитических глин от т.н. 07537«а» ($44^{\circ}08,82'$ с.ш., $39^{\circ}00,91'$ в.д.) до т.н. 07539 ($44^{\circ}08,79'$ с.ш., $39^{\circ}00,93'$ в.д.). В основании пачки «первый» олистостромовый горизонт (2,6 м), сложенный «мусорными» алевролитами и угловатыми обломками мергелей. Элементы залегания слоистости Аз Пд $30^{\circ}/45^{\circ}$ (опрокинутое). Мощность пачки 20 м;

6) пачка известковистых глин с олистостромовыми горизонтами от т.н. 07539 ($44^{\circ}08,79'$ с.ш., $39^{\circ}00,93'$ в.д.) до т.н. 07540 ($44^{\circ}08,77'$ с.ш., $39^{\circ}00,94'$ в.д.). Элементы залегания слоистости Аз Пд $20^{\circ}/50^{\circ}$ (опрокинутое). Нижняя часть (5 м) пачки сложена пепельно-серыми слабоизвестковистыми алевролитическими глинами. Из глин (образец № 07539/2) определена микрофауна не моложе ипрской: *Subbotina linaperta* (Finlay), *S. yeguaensis* (Weinzierl et Applin), *S. eocaena* (Gümbel), *Pseudohastigerina micra* (Cole).



Рис. 8. «Основной» олистостромовый горизонт мощностью 4 м (пачка 6, опрокинутое залегание). В состав обломков входят блоки размером от 10 × 10 см до 30 × 30 см зеленоватых глин (мергелей) эоценового облика, темных мергелей палеоцена и светлых известняков верхнемелового облика

В средней части пачки расположен олистостромовый горизонт мощностью 4 м — «*основной*» олистостромовый горизонт (рис. 8). В состав обломков входят блоки размером от 10 × 10 до 30 × 30 см зеленоватых глин (мергелей) эоценового облика, темных палеоценовых мергелей и светлых известняков верхнемелового облика (рис. 9). Из матрикса олистостромового горизонта, представленного песчанистыми глинами, определены (образец № 07539/4): *Morozovella marginodentata* (Subb.), *Acarinina bullbrookii* (Bolli). Эти виды, возможно, переотложены (встречены переотложенные формы, начиная от верхнего мела до верхнего ипра). Из зеленых глин (известковистых), слагающих обломки, определены (образец № 07539/5): *Morozovella lensiformis* (Subb.), *Subbotina corpulenta* (Subb.), *Pseudohastigerina micra* (Cole).

В верхней части пачки (мощность 6 м) преобладают «мусорные» песчаники и дресвяники с обломками до 1 см и крупнопесчаным цементом. Максимальный размер обломков (олистолитов) до 1 м, ориентировка обломков отсутствует. Среди глин отмечена линза темных органолитов (мощность до 3 см). В верхней части (образец № 07539/3) из микрофауны встречены в незначительном количестве только неопределимые радиоларии. Общая мощность пачки 15 м;

7) пачка известковистых глин от т.н. 07540 (44°08,77' с.ш., 39°00,94' в.д.) до т.н. 07541

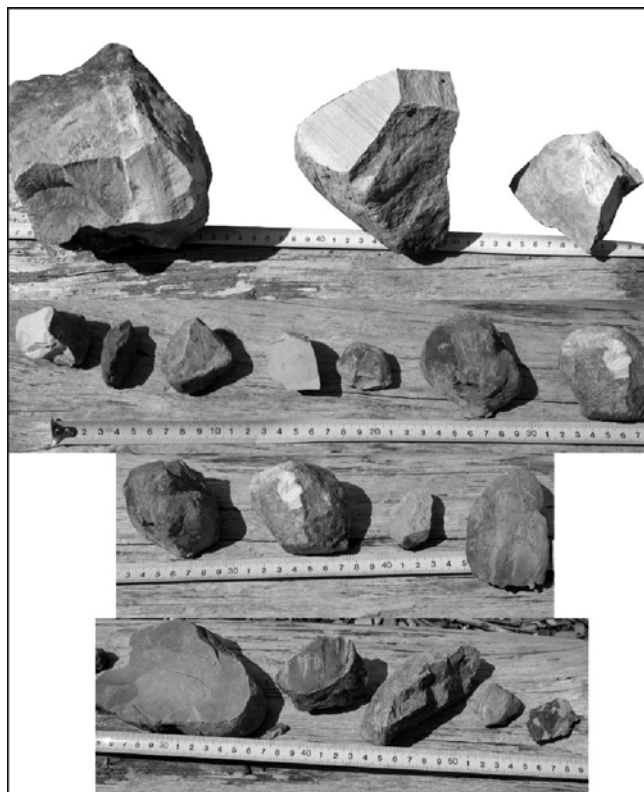


Рис. 9. Обломки (олистолиты) из «основного» олистостромового горизонта пачки 6

(44°08,77' с.ш., 39°00,95' в.д.). В основании (т.н. 07540) расположен характерный олистостромовый горизонт (0,35 м). Структура и внешний облик этого горизонта имеют полное внешнее сходство с рукотворным бетоном, в цементе которого «плавают» угловатые обломки дресвяной размерности (рис. 10). Элементы залегания этого горизонта — Аз Пд 10° ∠60° (опрокинутое). Из матрикса олистостромы определена смесь позднемеловой (кампан—маастрихт) и эоценовой микрофауны (образец № 99544/1) (определения Л.Ф. Копаевич) [Расцветов, Маринин, 2001]: *Anomalina granosa* (Hantken.), *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *Globigerinatheka* cf. *tropicalis* (Blow et Ban-



Рис. 10. «Бетонный» горизонт пачки 7 (опрокинутое залегание)

ner) или *G. cf. subconglobata* (Schutz), *Globorotalia aragonensis* (Nuttall), *Globotruncana ventricosa* White, *Gl. arca* (Cushman). Мощность пачки 30 м;

8) пачка серых слоистых известковистых глин с включениями крупных (до 2 м) глыб, состоящих из хаотично ориентированных обломков разнообразных пород — от т.н. 07541 (44°08,77' с.ш., 39°00,95' в.д.) до т.н. 07543 (44°08,72' с.ш., 39°01,02' в.д.). Элементы залегания слоистости — Аз Пд 20° ∠35° (опрокинутое). В основании пачки залегает олистостромовый горизонт мощностью 0,3 м. Возможно, этот олистостромовый горизонт представляет собой выход по простирианию «бетонного» горизонта пачки 7. В таком случае пачка 8 — повторение пачки 7. Уверенно подтвердить или опровергнуть это предположение не удалось, поскольку в этом месте простириание слоев близко к простирианию береговой линии и закрыто отложениями пляжа. Мощность пачки около 30 м;

9) пачка известковистых глин от т.н. 07543 (44°08,72' с.ш., 39°01,02' в.д.) до т.н. 07544 (44°08,69' с.ш., 39°01,07' в.д.). Глины залегают слоями по 5–15 см, Аз Пд 20° ∠30° (опрокинутое). Из глин определена микрофауна не моложе ипрской (образец № 07543): *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cush. et Ponton), *P. micra* (Cole). Мощность пачки 25 м;

10) пачка глин сильноизвестковистых серых тонкоплитчатых с прослоями глинистых известняков от т.н. 07544 (44°08,69' с.ш., 39°01,07' в.д.) до т.н. 07546 (44°08,59' с.ш., 39°01,14' в.д.). Элементы залегания слоистости — Аз Пд 50° ∠50° (опрокинутое). В средней части пачки два прослоя (по 2–3 м) более светлых глинистых известняков с

тонкими коричневатыми (1–2 см) прослойками глин, содержащих примесь туфогенного материала. Элементы залегания слоистости — Аз Пд 40° ∠55° (опрокинутое). Стратиграфически выше наблюдается небольшое угловое несогласие. Вышележащие отложения залегают в современном опрокинутом положении более круто (Аз Пд 30° ∠60°, опрокинутое). Возможно, изменение наклона более древних слоев может свидетельствовать о начинавшемся во время отложения слоев конседиментационном росте Агойской синклинали (рис. 11). Из образцов (№ Р-2, Р-3) определены эоценовые фораминиферы: *Subbotina spp.* плохой сохранности, *S. cf. turkmenica* (Khal.). Мощность пачки 40 м;

11) пачка глин сильноизвестковистых серых от т.н. 07546 (44°08,59' с.ш., 39°01,14' в.д.) до т.н. 07547 (44°08,56' с.ш., 39°01,15' в.д.). В подошве пачки присутствует олистостромовый горизонт (1 м). Элементы залегания слоистости Аз Пд 30° ∠40° (опрокинутое). Из разных частей пачки (образцы № 07-26-07, 07-26-08, 07-26-09, 07-26-10) определены *Morozovella aragonensis* (Nuttall), а также переотложенные позднемиоценовые и палеогеновые фораминиферы. Мощность пачки 15 м;

12) пачка олистостром с крупными блоками пород верхнего мела от т.н. 07547 (44°08,56' с.ш., 39°01,15' в.д.) до пирса турбазы «Волна». Из крупной олистоплаки, сложенной породами карбонатно-терригенного чередования (рис. 12), Л.Ф. Копаевич определен комплекс микрофауны позднего турона–коньяка (образец № 99544/2) [Расцветаев, Маринин, 2001]: *Marginotruncana marginata* (Reuss), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *M. pseudolinneiana* Pessagno. Мощность более 15 м.

Общая мощность этой части разреза составляет 215 м (пачки 4–12, рис. 4).

Другой фрагмент разреза (как мы предполагаем исходя из пространственного и структурного положения), надстраивающий вверх по разрезу рассматриваемую толщу, расположен на северо-запад от пляжа пос. Агой и протягивает-

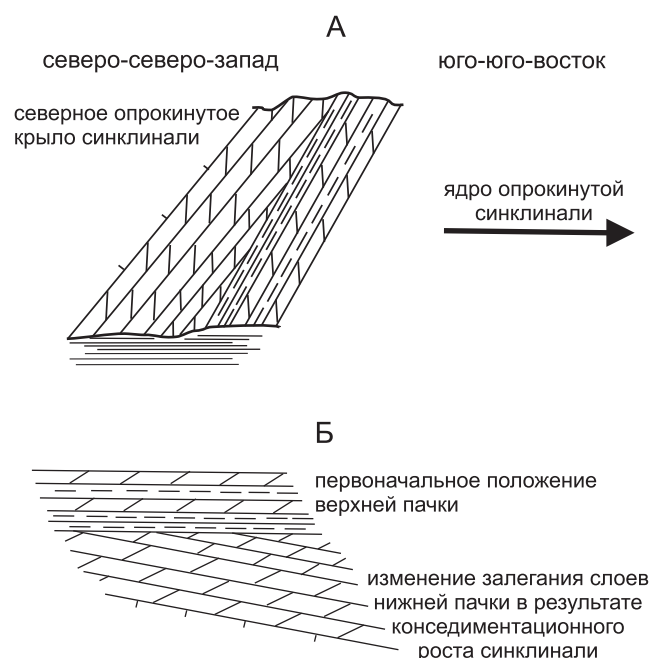


Рис. 11. Небольшое угловое несогласие в т.н. 09534, средняя часть пачки 10. Наклон нижних слоев свидетельствует о начинающемся во время отложения слоев конседиментационном росте Агойской синклинали (А — современное положение, Б — при накоплении верхней пачки отложений)



Рис. 12. Горизонт с олистоплаками верхнего мела (комплекс микрофауны верхнего турона — коньяка, т.н. 07547, северо-западнее пирса базы отдыха «Волна»)

ся до пирса турбазы «Волна». Он слагает то же северо-восточное опрокинутое крыло и ядерную часть Агойской синклинали, а также ее восточное центриклинальное окончание (рис. 2). Здесь выделяются следующие пачки (стратиграфически снизу вверх, нумерация пачек продолжена в соответствии с приведенным выше предположением):

13) пачка олистостромы с разноориентированными блоками от т.н. 07548 (44°08,32' с.ш., 39°01,34' в.д.) до т.н. 07549 (44°08,34' с.ш., 39°01,30' в.д.). Нижняя часть пачки представлена разноориентированными блоками верхнемеловых и палеоценовых пород в глинистом матриксе, который также содержит неокатанные обломки от песчаной до гравийной размерности. Верхнемеловые блоки неокатанные (размер от 1 до 10 м), представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и белых известняков (толщина слоев 15–20 см). По внешнему облику породы переслаивания схожи с породами гениохской свиты (отложения сантонского яруса в Новороссийско-Лазаревской зоне). Отложения в этих блоках имеют разнообразные элементы залегания слоистости, вплоть до субгоризонтального опрокинутого (!) залегания (рис. 13). В них наблюдаются выполненные кальцитом многочисленные зеркала скольжения и жилы, которые не продолжают в матриксе олистостромы. В средней части пачки прослой серого сильноглинистого известняка 0,3 м (44°08,33' с.ш., 39°01,31' в.д.) со слойками более темных известковистых глин (рис. 13). Встречаются коричневатые прослои глин, а также сильноглинистые известняки (мергели) с коричневатыми выветренными поверхностями. Элементы залегания слоистости — Аз Пд 260° / 75° (нормальное). В глинах обнаружены переотложенные поздне-меловые и палеогеновые фораминиферы (образец № 07-26-01). Среди них встречена *Subbotina*

turkmenica (Khal.), характерная для кумской свиты (бартон). В верхней части пачки присутствует выдержанный по мощности горизонт олистостромы. Видимая мощность пачки около 40 м;

14) пачка известковистых глин с прослоями более светлых глинистых известняков от т.н. 07549 (44°08,34' с.ш., 39°01,30' в.д.) до т.н. 07550 (44°08,35' с.ш., 39°01,30' в.д.). Отмечен ряд прослоев глин коричневатого цвета с ярозитом. В основании пачки залегает прослой серых глинистых тонкоплитчатых известняков (0,3 м), а выше — горизонт олистостромы (1 м) с угловатыми обломками (до 20 см) палеоценовых и верхнемеловых (по виду) известняков. Элементы залегания слоистости Аз Пд 50° / 30° (опрокинутое). Мощность пачки 20 м;

15) пачка известковистых глин от т.н. 07550 (44°08,35' с.ш., 39°01,30' в.д.) до т.н. 07552 (44°08,38' с.ш., 39°01,27' в.д.). В основании пачки присутствует горизонт олистостромы (1,5 м) с обломками верхнемеловых(?) пород. Элементы залегания слоистости — Аз Пд 50° / 40° (опрокинутое). Из глин определены поздне-меловые и палеогеновые фораминиферы (образец 07-26-05). Среди наиболее молодых форм здесь также встречена *Subbotina turkmenica* (Khal.), характерная для кумской свиты (бартон). Мощность пачки более 30 м.

Общая мощность описанной части разреза более 90 м (пачки 13–15, рис. 5). Отложения верхней пачки слагают ядро Агойской синклинали, центриклинальное замыкание которой хорошо видно на рис. 14. Далее на запад вплоть до пирса турбазы «Волна» выделяются еще две пачки, представляющие обратное (на север-северо-восток от ядра синклинали) повторение вышеописанной части разреза (пачки 13–15):

— пачка серых сильноглинистых известняков от т.н. 07555 (44°08,42' с.ш., 39°01,24' в.д.) до



Рис. 13. Пачка 13 агойской толщи. Слева — прослой глинистых известняков с глинами, разделяющий неслоистую толщу олистостромы; справа — олистолит верхнего мела, сложенный переслаиванием известняков с тонкими прослоями алевролитов и находящийся в опрокинутом субгоризонтальном залегании



Рис. 14. Ядро Агойской синклинали (юго-восточная центриклиналь складки) на северо-запад от пляжа пос. Агой, сложенное наиболее молодыми отложениями агойской олистостромовой толщи

т.н. 07554 (44°08,41' с.ш., 39°01,25' в.д.). Элементы залегания слоистости — Аз Пд 65° ∠30° (опрокинутое). Вблизи турбазы «Волна» отмечены выходы олистостромового горизонта и крупных блоков верхнемеловых (по виду) пород. В образце № 07-26-06 встречены переотложенные позднемеловые и палеогеновые фораминиферы. В образце № 22 (сборы С.И. Ступина) определены: *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. bullbrookii* (Bolli), *Subbotina yeguaensis* (Weinzierl et Applin), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cush. et Ponton), *P. micra* (Cole), а также много переотложенных меловых и палеоценовых видов (наиболее молодой возраст, определяемый по ним, соответствует позднему ипру—началу лютета). Из глин Е.А. Щербининой (устное сообщение) определен обедненный комплекс нанопланктона, видимо, среднеэоценового. Мощность пачки более 20 м;

— олистостромовый горизонт от т.н. 07554 (44°08,41' с.ш., 39°01,25' в.д.) до т.н. 07553 (44°08,40' с.ш., 39°01,30' в.д.) с верхнемеловыми глыбами, которые по внешнему виду похожи на отложения гениохской свиты (сантонский ярус в Новороссийско-Лазаревской структурно-фациальной зоне). Мощность более 10 м.

Все части разреза, описанного нами между долинами рек Пшеничная и Агой, имеют суммарную мощность более 400 м. Часть разреза с горизонтами олистостром и олистоплаками (агойская олистостромовая толща) имеет мощность около 300 м.

Заключение. Агойской олистостромовой толще присуще закономерное расположение неокатанного обломочного материала и олистолитов. Нижние части толщи характеризуются наличием эндолистостром с обломками того же возраста и того же литологического состава, что и вмещающий матрикс. Выше среди обломков появляются глыбы с обломками эоценовых пород (причем нередко с олистолитами из олистостромовых горизонтов), далее встречаются палеоценовые породы, а затем и верхнемеловые. При этом размер обломков возрастает к верхней части толщи, в ядре синклинали расположена крупная олистоплака, сложенная породами карбонатного переслаивания, сходная с отложениями нижней части (турон—коньяк) верхнего мела Новороссийско-Лазаревской зоны. Из пород олистоплаки определен ком-

плекс микрофауны позднего турона—коньяка. Подчеркнем, что в олистоплаке верхнемеловые слоистые породы смяты в складки и осложнены мелкими разрывными нарушениями (зеркалами скольжения и отрывами), резко несогласными по отношению к вмещающей структуре толщи. Это позволяет сделать вывод о том, что формирование складчатых структур в приосевых частях Новороссийско-Лазаревского прогиба Северо-Западного Кавказа началось не позднее времени формирования агойской олистостромовой толщи. В это время происходил размыв в подводных условиях приосевых поднятий, находящихся в районе современного расположения Гойтхского антиклинория и крупных антиклинальных складок Новороссийского синклинория (Долменной и Семигорской антиклиналей).

Полученные нами к настоящему времени данные на основе находок и определений микрофауны не позволяют отнести верхнюю возрастную границу формирования агойской толщи позднее кумского времени (средний эоцен). Однако по положению олистостромовой толщи в разрезе и присутствию в ней переотложенных форм микрофауны можно предположить и более молодой возраст ее формирования. Необходимо отметить, что выводы о возможном более молодом (по разным данным раннеолигоценном или позднеолигоцен-раннемиоценовом) возрасте этой толщи сделаны рядом исследователей на основе анализа другого микропалеонтологического материала [Афанасенков и др., 2007]. Дальнейшее изучение агойской толщи с привлечением литологических, геохимических и комплексных палеонтологических методов поможет уточнить временные рамки ее формирования.

Благодарности. Авторы благодарят В.М. Андреева, В.Н. Беньямовского, Д.И. Витухина, С.М. Горбову, Е.Ю. Закревскую, С.Г. Корсакова, А.М. Никишину, Э.П. Радионову, Т.О. Федорову, Е.А. Щербину и А.И. Яковлеву за помощь при полевых работах и при определении микрофауны, а также за ценные советы и замечания. Особую признательность мы выражаем Л.М. Расцветаеву, который был инициатором проведенных работ и принимал непосредственное участие во всех этапах исследования Агойской олистостромовой толщи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
- Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32–43.
- Вялов О.С. Краткий геологический очерк Туапсинского района // Изв. Всесоюз. геол.-разв. объединения, 1931. Вып. 97. С. 1449–1466.

- Вялов О.С. Геологические исследования 1931 г. в Западном Кавказе // Зап. ВМО. 1934. Ч. 63, № 1. С. 271–292.

- Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа // Тр. Краснодар. филиала ВНИГНИ, 1960. Вып. 4. С. 3–190.

- Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20, вып. 1–2. С. 83–101.

Конн М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела–палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 97–109.

Конн М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела – палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 65, вып. 4. С. 13–23.

Корсаков С.Г., Сорокина А.Р. Проблемы хаотических комплексов Западного Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии юга России и Кавказа: Мат-лы II Междунар. науч. конф. Т. 1. Новочеркасск, 1997. С. 24–26.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 151 с.

Майсадзе Ф.Д. О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 95–102.

Маринин А.В., Копяевич Л.Ф., Ступин С.И. Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 33–41.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В. Палеогеновые олистостромы и возраст складчатости Северо-Западного Кавказа // Мат-лы V регион. науч.-техн. конф. «Вузовская наука Северо-Кавказскому региону». Ставрополь, 2001. С. 31–32.

Ступин С.И. Анализ палеоценозов фораминифер из верхнеипрских сапропелитовых прослоев Северо-Восточного Пери-Тетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 98–103.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.

Поступила в редакцию
31.03.2017

УДК 552.5:551.763.3

Н.В. Бадулина¹, Р.Р. Габдуллин², А.В. Иванов³, Т.И. Нигмаджанов⁴**ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СЕНОМАНСКИХ И ТУРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ⁵**

В результате обобщения собственных данных о разрезах сеномана—турона Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба уточнены условия их осадконакопления и предложена циклостратиграфическая схема сопоставления туронских отложений.

Ключевые слова: сеноман, турон, цикличность, корреляция, секвенции, Восточно-Европейская платформа.

Depositional conditions at the Cenomanian—Turonian time were specified and cyclostratigraphic scheme of correlation of the Turonian sections was proposed based upon generalizations of our own results concerning sections of Voronezh antecline, Ulyanovsk-Saratov trough, Crimea and the Caucasus.

Key words: Cenomanian, Turonian, cyclicity, correlation, sequences, Eastern-European platform.

Введение. В статье обобщены результаты многолетней работы коллектива авторов по исследованию строения и условий формирования верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы, в частности Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба.

Методика работ. Полевые наблюдения и последующие лабораторные исследования проведены на следующих естественных и искусственных обнажениях в пределах Российской Федерации (рис. 1): Брянская область (с. Чернетово, разрез № 1); с. Бетово, разрез № 2; п. Фокино, разрез № 3); Воронежская область (п. Стрелица, Латненский карьер, разрез № 4); Белгородская область (г. Старый Оскол, разрез № 5); Саратовская область (г. Хвалынский, разрез № 6); г. Вольск (разрез № 7); с. Нижняя Банновка, разрез № 8). Разрезы № 1–5 расположены в пределах Воронежской антеклизы (ВА), разрезы № 6–8 локализованы в Ульяновско-Саратовском прогибе (УСП).

При анализе палинспастических схем А.Г. Смита и Дж.К. Бридена [Smith, Briden, 1977] для сеноманского века выяснено, что изученные разрезы Воронежской антеклизы находились в конце сеномана—начале турона на одной палеошироте, а исследованные разрезы Ульяновско-Саратовского прогиба — приблизительно на одном палеомеридиане, но на разных палеоширотах (рис. 1).

На стадии полевого описания анализировалась *элементарная пластовая цикличность* для определе-

ния ее генезиса и оценки ее связи с секвенциями и астрономо-климатическими циклами Милютин—Миланковича. Латненский карьер (рис. 2) был изучен Н.В. Бадулиной (МГУ имени М.В. Ломоносова) во время полевого выезда Всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей» (24–26 мая 2016 г.).

Ранее разрезы Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба изучали Р.Р. Габдуллин и другие исследователи (А.В. Иванов, СГТУ имени Ю.А. Гагарина; Е.Н. Самарин, МГУ имени М.В. Ломоносова) *комплексом методов*, включавшим петрографические методы (макроскопическое изучение пород на обнажении и микроскопическое — в шлифах), химические методы (определение содержания CO₂ объемным методом на аппарате Кноппа—Фрезениуса и определение содержания органического углерода (C_{орг}) методом автоматического кулонометрического титрования по величине pH на экспресс-анализаторе АН-7529), физические методы (рентгенофазовый анализ проводили на рентгеновском дифрактометре «ДРОН-4», результаты анализа автоматически обрабатывались на ЭВМ в программе X-ray), петромагнитные методы (определение магнитной восприимчивости (*k*), естественной остаточной намагниченности (*J_n*), остаточной намагниченности насыщения (*J_{rs}*), разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: nvbadulina@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; e-mail: mosgorsun@rambler.ru

³ Саратовский государственный технический университет, Институт урбанистики, архитектуры и строительства, зам. директора института; e-mail: yashkovie@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: tnigmadjanov@gmail.com

⁵ Работа поддержана грантами РФФИ (проекты № 15-05-03004, 15-05-04099).

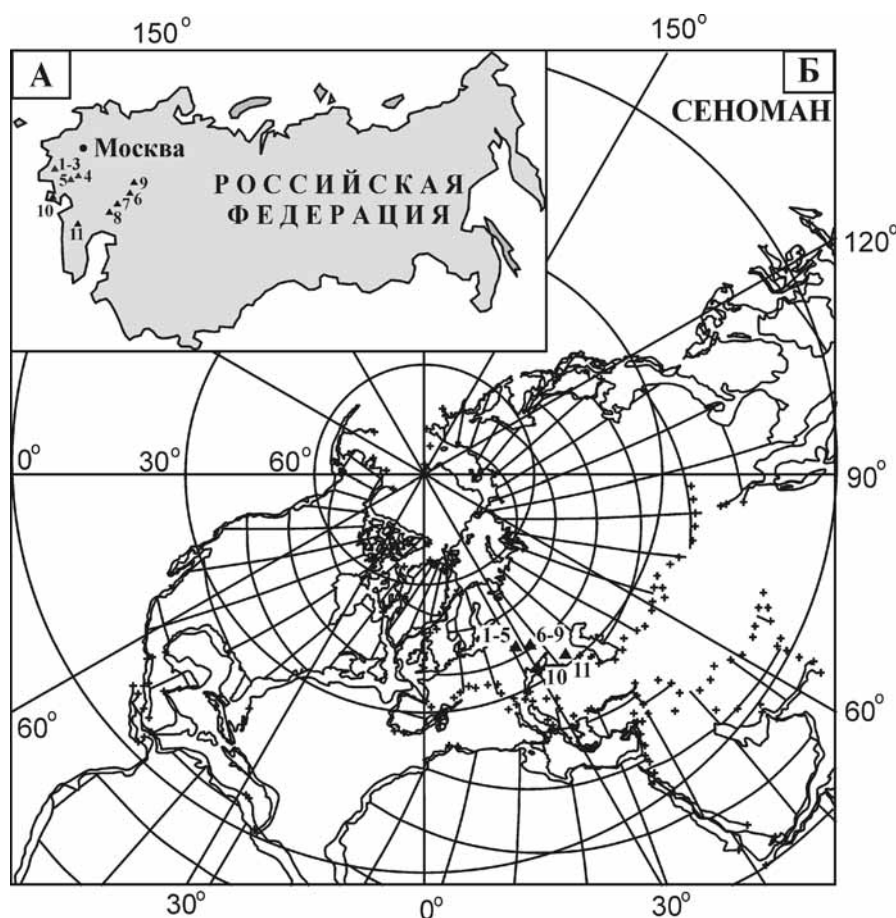


Рис. 14. Ядро Агойской синклинали (юго-восточная центриклиналь складки) на северо-запад от пляжа пос. Агой, сложенное наиболее молодыми отложениями агойской олистостромовой толщи

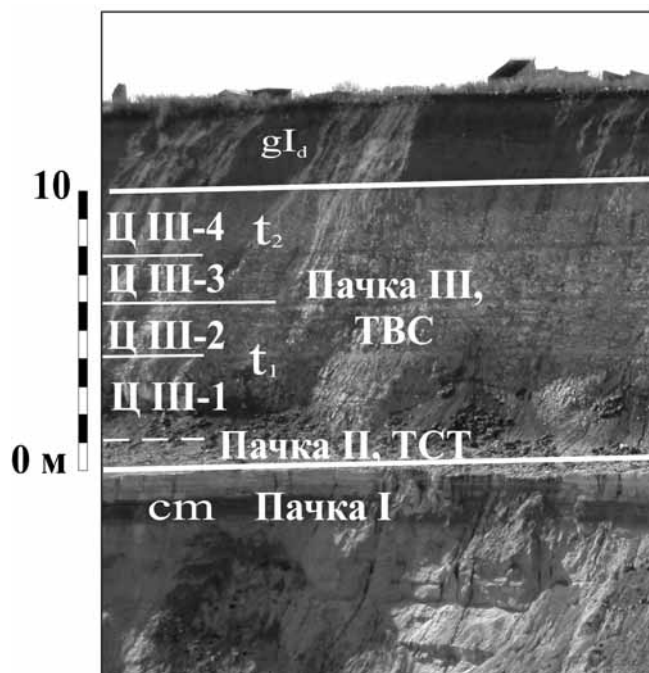


Рис. 2. Фрагмент разреза Латненского карьера (Воронежская область). Песчаная толща сеномана (см) перекрыта писчим мелом турона (t), выше залегают четвертичные ледниковые отложения (gI_d). ТСТ — трансгрессивный системный тракт, ТВС — тракт высокого стояния

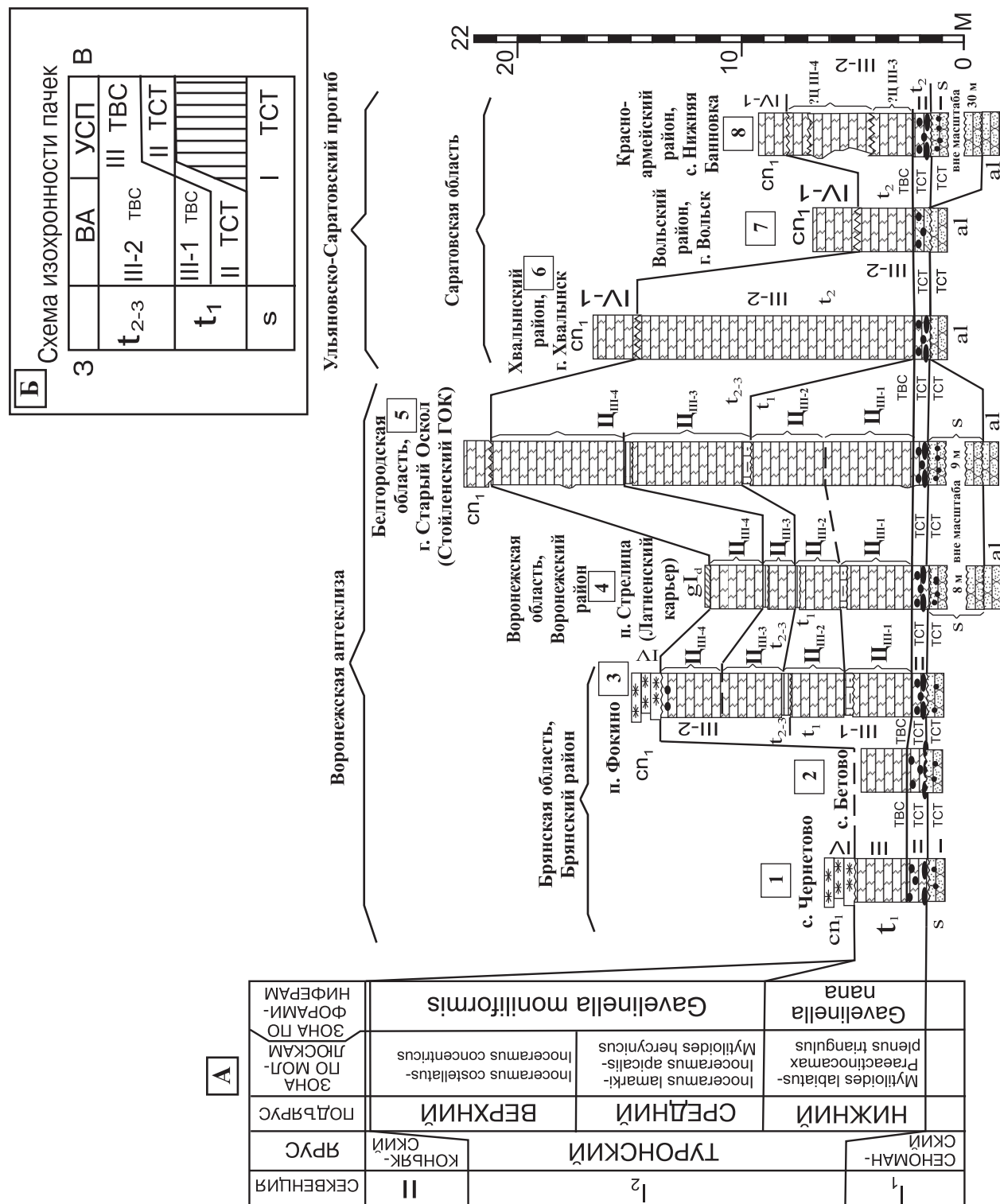
($H'cs$) и прироста магнитной восприимчивости после нагрева до 500 °С в воздушной среде (dk), а также их отношения, например, корреляции между Jrs и $H'cs$), палеоэкологический и палеоэкологическо-палеонтологический методы.

Корреляция между Jrs и $H'cs$ показывает циклы разбавления накапливающихся в бассейне седиментации фоновых осадков сносимым с суши терригенным материалом, который содержит магнитные минералы. В частности, при отрицательной корреляции объем сносимых с суши магнитных минералов минимален, а при положительных величинах — максимален. Результаты этих исследований приведены в ряде работ [Габдуллин, 2002, 2004а–в; Габдуллин, Иванов, 2001, 2003а, б, 2004; Gabdullin et al., 1999]. Полученные циклические вариации исследованных параметров проанализированы с позиций астрономо-климатических циклов Миланковича. Ранее для большинства рассматриваемых в работе разрезов (за исключе-

нием разреза Латненского карьера) были предложены модели и механизмы формирования пластовой цикличности и определена связь с циклами Миланковича. Выяснено, что ведущими в формировании элементарной пластовой цикличности являются циклы эксцентриситета земной орбиты [Габдуллин, 2004а–в; Габдуллин, Иванов, 2001, 2003а, б; Габдуллин и др., 2014; Gabdullin et al., 1999]. Для большинства изученных разрезов связь с циклами Миланковича определяли с помощью методики «ручного» подсчета (делением длительности формирования толщи на число осцилляций параметра) и спектрального анализа [Габдуллин, 2002; Габдуллин, Иванов, 2004]. В сводном разрезе Русской плиты Д.П. Найдиным [1995] выделено 6 секвенций, которым соответствует 11 пачек по Р.Р. Габдуллину [2002, 2007].

Характеристика разрезов верхнемеловых отложений. Для разрезов Восточно-Европейской платформы (ВЕР) (рис. 3) ранее Р.Р. Габдуллиным [2002] была предложена схема деления верхнемеловых отложений по пачкам. Схема сопоставления изученных разрезов сеномана–турона ВЕР приведена на рис. 2, А. Часть пачек геохронные [Габдуллин, Иванов, 2003], для их характеристики приведена диаграмма на рис. 2, Б. Выделенные пачки — секвенции, в них были опознаны систем-

Рис. 3. Некоторые разрезы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы: А — схема сопоставления разрезов сеномана-турона Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба; Б — схема прогиб; В.А. — Воронежская антеклиза, У.С.П. — Ульяновско-Саратовский прогиб, ТСТ — трансгрессивный системный тракт, ТВС — тракт высокого стояния, Цщ-1 — номер пластового цикла. 1 — сулгиты; 2 — глины; 3 — песчаные известняки; 4 — глинистые известняки; 5 — писчий мел; 6 — диатомиты, ополки; 7 — фосфориты; а — желваки и мелкие конкреции, б — конкреционные прополи («фосфоритовая плита»); 8 — стратиграфические границы; а — несогласные, б — корреляционные линии; а — достоверные, б — предполагаемые



ные тракты [Габдуллин, 2007]. Ранее [Габдуллин, 2004а–в] была предложена циклостратиграфическая шкала, из которой видно, что секвенции (пачки) коррелируют с эвстатическими циклами, а последние в свою очередь — с циклами Миланковича (циклами эксцентриситета [Олферьев и др., 2005]).

Сеноманскому ярусу отвечает секвенция I по Д.П. Найдину [1995] и пачка I по Р.Р. Габдуллину [2002, 2007] — пески зеленовато-сероватые, бурые, среднезернистые, глауконитовые (рис. 2, А), песчаники бурые, ожелезненные, плотные. Пачка содержит 2 или 3 горизонта фосфоритовых конкреций. Макрофоссилии представлены двусторчатыми моллюсками (в том числе устрицами, образующими банки), обилием остатков акуловых, химеровых и костистых рыб, рострами белемнитов, редкими аммонитами. Встречаются окаменевшие стволы деревьев и копролиты больших морских рептилий [Puin, 1997]. Мощность пачки 0–50 м. В некоторых местах в Ульяновско-Саратовском прогибе (гг. Хвалынский, Вольск) сеноманские отложения отсутствуют, а туронские образования покрывают альбские. Отложение пачки I были изучены в ряде разрезов.

Разрез карьера цементного завода у г. Фокино (Брянская область). Разрез расположен в юго-восточном борту карьера цементного завода г. Фокино (Брянская область). Сводный разрез сеноман-коньякских отложений Брянской области (на основе разрезов у г. Фокино, сел Бетово и Выгоничи) приведен в работе А.В. Ильина и Д.П. Найдина [1995]. Сеноман-коньякские отложения антеклизы, включая ранее упомянутые разрезы, охарактеризованы в работе [Олферьев и др., 2005].

Пески зеленовато-сероватые, среднезернистые, глауконитовые. Видимая мощность 2,5 м. Максимальная мощность сеноманских пород в Брянской области составляет около 9,6 м [Ильин, Найдин, 1995]. Пачка охарактеризована большим разнообразием макрофауны. В кровле пачки встречены ихнофоссилии *Thalassinoides*, *Teichnichnus*. Цикличность в разрезе не обнаружена.

Разрез на окраине с. Чернетово (Брянская область). Разрез расположен у южной окраины с. Чернетово на правом берегу р. Десна выше Брянска.

Литологически разрез практически идентичен разрезу Фокинского карьера. В разрезе заключены два фосфоритовых горизонта. Видимая мощность разреза более 8 м. Находки ростров белемнитов *Praeactinocamax primus primus* характеризуют верхнюю часть нижнего сеномана. На возможную принадлежность пачки к верхнесеноманским отложениям могут указывать находки ростров белемнитов *Praeactinocamax cf. plenus longus* (зона *plenus*).

Разрез на окраине с. Бетово (Брянская область). Разрез расположен в береговом обрыве у ставка на

северо-западной окраине с. Бетово, между селами Бетово и Чернетово на правом берегу Десны выше Брянска.

В плохо обнаженном, покрытом оползневыми телами береговом обрыве видны отдельные выходы сеноманских песков пачки I. В профиле выветривания выделяется уровень, предположительно отвечающий фосфоритовому горизонту. Видимая мощность отложений 4 м. В разрезе встречаются ростры белемнитов *Praeactinocamax primus primus* [Ильин, Найдин, 1995]. Цикличность не установлена.

Разрез у с. Нижняя Банновка (Саратовская область). Разрез верхнемеловых отложений расположен на склоне горы Сырт южнее с. Нижняя Банновка в Саратовской области, на правом берегу Волги. Разрез хорошо изучен и описан в ряде работ [Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Волго-Уральская..., 1959; Герасимов и др., 1962; Камышёва-Елпатьевская, 1967; Глазунова, 1972].

Пески и песчаники с двумя линзовидными фосфоритовыми горизонтами и поверхностями типа «твердое дно». Мощность пачки (видимая) составляет более 16,4 м. Полная мощность сеномана в этом разрезе оценивается в 50 м [Милановский, 1940]. Макрофауна: устричные банки *Amphidonte obliquatum*; раковины *Schloenbachia varians*; зубы акул. Отсюда происходят находки нанопланктона зоны CC10 (*Microabdulus decoratus*) и планктона *Whiteinella archaeocretacea* (по неопубликованным данным А.Г. Олферьева).

Цикличность проявляется в чередовании двух линзовидных фосфоритовых прослоев (0–0,35 м) и трех интервалов песчаников и песков (6–7 м).

Разрез карьера Стойленского ГОКа (Белгородская область) расположен в северо-западном борту карьера в г. Старый Оскол.

В нижней части разреза наблюдается пачка ритмичного переслаивания песчаников серых, серо-зелёных с бурыми ожелезненными плотными песчаниками (7–8 м). Макрофауна представлена в следующем составе: зубы химер *Ischyodus «bifurcatus»* Case и акул *Protosquales* sp.; раковины *Neitheia* sp.; ростры *Praeactinocamax primus* (по определению А.С. Алексеева, МГУ имени М.В. Ломоносова); из микрофауны присутствуют сеноман-маастрихтские формы известкового наннопланктона *Manivitella redimiculata*, *Prediscosphaera cretacea* (Arkh.) и сеноман-туронские *Broisonia matalosa* и др. (материал определён М.Н. Овечкиной, МГУ имени М.В. Ломоносова).

Пачку песчаников подстилают линзообразные прослои глин, глинистых песков с фосфоритами (0–2,5 м). Ниже линзообразного прослоя залегают пачка песков и песчаников верхнего альба, из которых происходит найденный Р.Р. Габдуллиным *Mortoniceras inflatum* (определение Е.Ю. Барабошкина, МГУ имени М.В. Ломоносова). Таким образом, граница верхнего альба и нижнего сено-

мана проходит по уровню линзообразных песков с фосфоритами.

В пачке прослеживается цикличность (4 ритма: плотный песчаник (0,2–0,3 м) — песок, песчаник (0,5–0,7 м)).

Разрез Латненского карьера (Воронежская область) расположен в пос. Стрелица Воронежского района одноименной области, на 15 км западнее г. Воронеж. Здесь в забое карьера разрабатываются огнеупорные глины аптского яруса. Это сырье и геологическое строение участка впервые исследованы Р. Мурчисоном в 1847–1853 гг.

Мощность толщи сеноманских кварц-глауконитовых песков составляет около 10 м. В ней присутствует два горизонта фосфоритовых конкреций. Нижний горизонт подстилается слоем глины.

Наличие реперного уровня из двух фосфоритовых горизонтов в разрезах нижнего сеномана у сел Чернетово и Нижняя Банновка и в разрезе у с. Бетово позволяет хорошо коррелировать разрезы Ульяновско-Саратовского прогиба и Воронежской антеклизы. Отсутствие фосфоритовых горизонтов в разрезе у г. Фокино можно объяснить выходом на поверхность верхней части отложений пачки I [Ильин, Найдин, 1995]. В пачке I в изученных разрезах уверенно можно выделить только один системный тракт — трансгрессивный. Тракт высокого стояния либо размыт, либо его трудно отличить в терригенных фациях от трансгрессивного системного тракта. Предположительно тракт высокого стояния может быть выделен в разрезе Латненского карьера по подошве глинистой пачки мощностью до 1 м в нижней (или средней) части сеноманской толщи (на 2–4 м выше подошвы сеноманских образований).

Туронскому ярусу в разрезах ВЕП соответствуют секвенция I₂ по Д.П. Найдину [1995] и геохронные пачки II и III по Р.Р. Габдуллину [2002, 2007] (рис. 2). Пачка II отвечает трансгрессивному системному тракту, а пачка III — тракту высокого стояния. Отложения нижнего турона локально распространены и присутствуют в разрезах Воронежской антеклизы (Латненский карьер, карьер Стойленского ГОКа, карьер у г. Фокино, обнажения у сел Бетово и Чернетово). Они представлены писчим мелом, в нижней части — песчанистым, с фосфоритовыми желваками (как правило, отвечают пачке II). Средне- и верхнетуронские отложения широко распространены и, как правило, отвечают пачке III). Средне- и верхнетуронские отложения представлены писчим мелом в разрезах Воронежской антеклизы (Латненский карьер, карьер Стойленского ГОКа, г. Старый Оскол, Белгородская область) и Ульяновско-Саратовского прогиба (обнажение на северной окраине г. Хвалынский, карьер цемзавода «Большевик» на окраине г. Вольск и разрез у с. Нижняя Банновка, Саратовская область).

На *Воронежской антеклизе* в основании пачки туронских карбонатных отложений присутствует в нижней части «фосфоритовая плита», а выше залегает «сурка» — песчанистая разновидность мела с фосфоритовыми желваками. Этот интервал разреза отвечает пачке II. Мощность «фосфоритовой плиты» составляет 0,2 м, а пачки — 0,5–2 м. В изученных разрезах отложения нижнего турона с размывом перекрывают пески сеномана. В большинстве случаев туронские карбонатные образования трансгрессивно покрывают сеноманские (альб-сеноманские) терригенные осадочные отложения, что объясняет присутствие писчего мела в базальной части туронских песчанистых фаций. В тех случаях, когда подстилающими образованиями выступают глинистые осадки альба или другие более древние породы не терригенного состава, вместо песчаного мела в основании разреза туронских отложений встречаются глинистые мергели [Савко, Иванова, 2009].

Туронский возраст «сурки» в разрезе г. Старый Оскол подтверждается находками кальцисфер *Broisonia matalosa*, *Br. parca*, *Zygodiscus chelmiensis*, *Prediscosphaera spinosa* (определения М.Н. Овечкиной), совместно существовавших в туроне. Находки ростров белемнитов *Pr. plenus triangulus* в разрезах Чернетово и Фокино доказывают раннетуронский возраст пачки II. По данным Л.Ф. Копачевич (МГУ имени М.В. Ломоносова), в пачке в разрезе Фокино установлен ранне-позднетуронский комплекс фораминифер *Ataxophragmium nautiloides* и *Gavelinella praeinfrasantonica*, что потенциально значительно расширяет ее стратиграфический диапазон.

За пачкой II следует пачка III, представленная писчим мелом с прослоями бентонитовых глин. В разрезе *Фокинского карьера* встречено большое количество раковин брахиопод (ринхонеллид *Cretirhynchia robusta* и теребратуллиды), иноцерам, устриц (*Ostrea* sp.), присутствуют зубы акул (*Cretoxyrhina* sp.), чешуя рыб и копролиты, полностью состоящие из чешуи рыб. Отметим находки ростров белемнитов *Pr. plenus subsp.* (материал определен Д.П. Найдиным, МГУ имени М.В. Ломоносова), подтверждающие раннетуронский возраст пачки (зона *plenus triangulus*). В кровле пачки присутствует поверхность размыва. В пачке установлены следы жизнедеятельности *Thalassinoides*, *Teichichnus* и *Planolites*. В разрезе *Чернетово* писчий мел содержит раковины брахиопод (ринхонеллиды *Cretirhynchia robusta* и теребратуллиды), а в разрезе *Бетово* — зубы акул (*Cretoxyrhina* sp.).

Отложения нижнего турона построены циклично и представлены преимущественно писчим мелом с двумя прослоями бентонитовых глин. Присутствие этих прослоев в средней и верхней частях нижнетуронского интервала разреза позволяет хорошо коррелировать разрезы антеклизы (рис. 1). Полевые наблюдения, выполненные в Латненском

карьере, позволили уточнить корреляцию частей туронских отложений — подпачки III-1, отвечающей нижнему турону, и подпачки III-2, соответствующей среднему и верхнему турону. Мощность пачки III достигает почти 20 м в разрезе г. Старый Оскол (карьер Стойленского ГОКа), обычно она составляет около 10 м или менее.

Путем циклостратиграфического анализа туронских отложений антеклизы были присвоены номера пластовым циклитам Π_{III-1} , Π_{III-2} , Π_{III-3} , Π_{III-4} , генерированным циклами эксцентриситета. Циклиты Π_{III-1} и Π_{III-2} соответствуют нижнему турону и подпачке III-1, а циклиты Π_{III-3} и Π_{III-4} — среднему—верхнему турону.

Комплексное исследование наиболее полного разреза туронских отложений Воронежской антеклизы в г. Старый Оскол показало слабые вариации ряда геохимических и петромагнитных параметров в пластовых циклитах, что позволило проинтерпретировать их [Габдуллин, 2002] как циклы биопродуктивности [Эйнзеле, Зейлахер, 1985].

Туронские отложения *Ульяновско-Саратовского прогиба* по строению отличаются от их аналогов на Воронежской антеклизе. Цикличность не выделяется или выделяется слабо. Уверенно проследить циклиты, выделенные на Воронежской антеклизе, не представляется возможным. Нижнетуронские отложения зоны *labiatus* в Ульяновско-Саратовском прогибе распространены локально [Стратиграфия., 1986], авторами статьи они не изучались. Средне-верхнетуронские отложения Ульяновско-Саратовского прогиба изучены в 3-х разрезах Саратовской области, хорошо коррелируемых между собой (Хвалынский, Вольск, Нижняя Банновка). Толща имеет название «иноцерамовый мел», предложенное А.П. Павловым в 1887 г. Туронские отложения представлены пачкой писчего мела, в основании которого находится «фосфоритовая плита». Выше нее расположена так называемая сурка. Сурка перекрыта белым чистым писчим мелом. Мощность туронских отложений в Вольско-Хвалынской впадине составляет 8–10 м [Камышёва-Елпатьевская, 1967]. Вышележащие коньякские отложения, визуально неотличимые от туронских, литологически идентичны туронским отложениям. Хорошим маркирующим горизонтом (реперным уровнем) при корреляции разрезов турона Саратовского Поволжья служит фосфоритовый конгломерат в основании туронских образований — «фосфоритовая плита» [Камышёва-Елпатьевская, 1951]. Выявлена тенденция к увеличению мощности туронских отложений с севера на юг Вольско-Хвалынской впадины от 1 до 7 м [Волго-Уральская..., 1957]. Приведем выборочное описание этих отложений в нескольких разрезах.

Разрез карьера цемзавода «Большевик», г. Вольск (Саратовская область) расположен в северо-

западном борту карьера цементного завода «Большевик» (г. Вольск Саратовской области). Разрезы в окрестностях г. Вольск и карьеров цементных заводов детально изучены, их описание приведено в ряде работ [Архангельский, 1912; Матесова, 1930; Милановский, 1940; Волго-Уральская..., 1959; Герасимов и др., 1962; Камышёва-Елпатьевская, 1967; Глазунова, 1972]. Разрез исследован Р.Р. Габдуллиным (МГУ имени М.В. Ломоносова) и позднее Е.В. Яковишиной и Л.Ф. Копаевич (МГУ имени М.В. Ломоносова), а также другими исследователями [Олферьев и др., 2009; Сельцер, Иванов, 2010].

Здесь туронские отложения представлены карбонатными породами среднего—верхнего подъяруса с раковинами *Inoceramus lamarcki* и панцирями морских ежей, отложения с размывом перекрывают альбские песчанистые тёмно-серые глины. Пачка II представлена мергелем с фосфоритовыми желваками и горизонтами обломков призматического слоя мощностью 2 м. Мощность иноцерамовых горизонтов убывает снизу вверх по разрезу от 0,1–0,25 до 0,04–0,05 м. Встречены ожелезненные обломки мела. В основании пачки — аналог «фосфоритовой плиты» (0,3 м). Мергель, переполненный стяжениями фосфоритов разной формы, в основном полуокатанными. Их максимальная концентрация сосредоточена в средней части аналога «плиты».

Этот же стратиграфический интервал (пачка II) в *разрезе у с. Нижняя Банновка* представлен песчанистым мелом (0,8 м) с равномерно рассеянными фосфоритовыми желвачками. В слое встречены раковины устриц. В основании пачки — «фосфоритовая плита» (0,3–0,4 м). Фосфоритовые желваки хорошо окатаны, имеют черный и коричневый цвет.

Разрез на северной окраине г. Хвалынский (Саратовская область) расположен на склоне горы Богданиха на правом берегу Волги в окрестностях г. Хвалынский. Разрез хорошо изучен и описан в ряде работ [Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Герасимов и др., 1962]. Пачка II представлена фосфоритовой плитой и суркой.

Следующая за ней пачка III в *разрезе г. Вольск* представлена желтовато-серым мелом, иногда окремнелым, мощность до 2,5 м. Микроскопически порода представляет собой биокристаллокластический известняк. Отложения пачки содержат: *Inoceramus lamarcki*, *In. apicalis*, *Lewesiceras permamplum* (Mant.), *Micraster corbovis*, *Holaster planus*, *Conulus subrotundus*, *C. subconicus*. Среднетуронский возраст отложений пачки установлен по присутствию зональных видов *Inoceramus lamarcki*, *In. apicalis*, позднетуронский возраст — по находкам иглокожих *Holaster planus*. В работе [Матесова, 1930] в туронских отложениях отмечены также массовые находки устриц, брахиопод, зубов и обызвествленных позвонков акулковых рыб. Фау-

нистический комплекс турона в этом разрезе во многом похож на разновозрастный комплекс в разрезе у Старого Оскола. В туронских отложениях встречены следы жизнедеятельности *Chondrites*, *Teichichnus* и *Planolites*.

В разрезе на северной окраине г. Хвалынский пачка III сложена белым писчим мелом, слабобиотурбированным (10% от объема породы) с рострами *Actinocamax intermedius*, фрагментами панцирей морских ежей и обломками призматического слоя иноцерам. Порода микроскопически представляет собой биокристаллокластический известняк. Видимая мощность 2 м. Основная часть разреза скрыта под оползневыми телами, общая мощность туронских отложений оценивается приблизительно в 15 м [Архангельский, 1912]. Цикличность не установлена.

Эти же отложения в разрезе у с. Нижняя Банновка представлены писчим мелом, мергелистым мелом и мергелями, цикличность установлена. Зона Iamarski, средний—верхний турон (пачка III). Отсюда также происходят находки *Actinocamax intermedius*. Мощность отложений пачки около 5,5–6 м. Без видимого резкого контакта толща переходит в «губковый слой».

В итоге охарактеризуем пачки II и III. Пачка II (сурка): песчанистый мел с равномерно рассеянными фосфоритовыми желвачками и горизонтами обломков призматического слоя иноцерам. В основании пачки присутствует «фосфоритовая плита» (отсутствует в Вольском разрезе) — сильносконденсированный прослой сцементированных фосфоритовых желваков черного и коричневого цвета с различными формой и степенью окатанности, с глауконитом. В пачке содержатся раковины устриц, куски губок, окатанные зубы и позвонки акул. Цикличность в пачке не установлена.

Пачка III — белый писчий мел (или плитчатый), светло-серый, желтовато-сероватый. Пачка

содержит останки многочисленных макрофоссилий (белемниты, иноцерамы, брахиоподы, морские ежи, зубы акул, чешую рыб), копролиты и ихнофоссилии. В пачке установлена цикличность. Мощность пачки 2,5–20 м. Цикличность представлена переслаиванием пластов мергеля или бентонитовых глин (0,5–2 м) и мела (1–2,2 м).

Обсуждение результатов. Эвстатические циклы в разрезе проявлены в смене литологического состава и палеонтологической характеристики стратонов. Для изученных разрезов выделены системные тракты (трансгрессивный (ТСТ) и высокого стояния (ТВС)) и привязаны к пачкам. Эвстатические флуктуации контролируются астрономо-климатическими циклами Милютина—Миланковича, в частности циклами эксцентриситета орбиты Земли. Они хорошо опознаются в разрезах турона. Для отложений туронского яруса на Воронежской антеклизе впервые предложена схема циклостратиграфической корреляции с указанием порядковых номеров пластовых циклитов. Изучение разреза Латненского карьера в мае 2016 г. позволило с большей уверенностью провести сопоставление разрезов таким методом.

Закключение. Отмечено циклическое строение изученных отложений, а также связь вариаций изученных параметров с эвстатическими и климатическими циклами, которые определяются астрономо-климатическими циклами Миланковича (в частности, циклами эксцентриситета).

Впервые проведена циклостратиграфическая корреляция туронских отложений Воронежской антеклизы. Изученные разрезы Воронежской антеклизы находились в конце сеномана—начале турона на одной палеошироте, а исследованные разрезы кампана—маастрихта Ульяновско-Саратовского прогиба — приблизительно на одном палеомеридиане [Smith, Briden, 1977].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Шик С.М. Объяснительная записка к унифицированным стратиграфическим схемам верхнего мела Восточно-Европейской платформы. СПб., 1995. С. 1–58.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. СПб.: Изд.-во Имп. минерал. об.-ва, 1912. Т. XXV. С. 138–353.

Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения / Отв ред. Т.Л. Дервиз Л.: Гостехиздат, 1959. С. 8–352.

Габдуллин Р.Р. Верхнемеловые отложения Русской плиты: секвентная стратиграфия и циклы Миланковича // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 16–25.

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма. М.: Изд.-во Моск. ун-та, 2002. 304 с.

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 1. Предпосылки и принципы создания шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004а. № 2. С. 11–20.

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 2. Совмещение шкал и циклов Миланковича // Там же. 2004б. № 3. С. 28–34.

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 3. Апробация шкалы // Там же. 2004в. № 4. С. 17–21.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Комплексное изучение ритмичности карбонатного осадконакопления на примере позднемелового бассейна Ульяновско-Саратовского прогиба // Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. сер. 2001. Т. 8. С. 69–90.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. О гетерохронности верхнемеловых карбонатных отложений Русской плиты // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003а. № 6. С. 3–18.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Позднемеловые циклы Миланковича Восточного Тетиса и Перитетиса // Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. сер. 2004. Т. 26. С. 15–42.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. Результаты изучения ритмичности осадконакопления на севере Ульяновско-Саратовского бассейна в позднемеловое и раннепалеоценовое время // Недра Поволжья и Прикаспия. 2003. Вып. 33. С. 24–30.

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая, петромагнитная и палеоэкологическая характеристика условий осадконакопления в Ульяновско-Саратовском прогибе в кампане-зеландии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. 2016. № 5. С. 27–38.

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 55–71.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. С. 88–181.

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. С. 7–41.

Ильин А.В., Найдин Д.П. Утяжеление изотопного состава углерода у границы сеномана и турона: первые данные по Восточно-Европейской платформе // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 5. С. 653–656.

Камышёва-Елпатьевская В.Г. Маркирующие горизонты юрских, меловых и палеогеновых отложений Саратовского Поволжья // Уч. зап. СГУ имени Н.Г. Чернышевского. Вып. геол. 1951. Т. XXVIII. С. 10–35.

Камышёва-Елпатьевская В.Г. Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов нижнего Поволжья и сопредельных областей. Вып. 1. Общая часть. Фораминиферы. Саратов: СГУ имени Н.Г. Чернышевского, 1967. 257 с.

Матесова М.Н. Геологические экскурсии в окрестности города Вольска // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 3. Вольск, 1930. 56 с.

Матесова М.Н. Полезные ископаемые Вольского Поволжья. Часть. 1-я // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 4. Вольск, 1935. 68 с.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 49–65.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера «Большевик» в окрестности Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геология. 2009. Т. 84, вып. 2, стр. 5–22.

Олферьев А.Г., Копачев Л.Ф., Валащик И. и др. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005. № 4. С. 3–16.

Савко А.Д., Иванова Е.О. Фациальная характеристика верхнемеловых отложений юго-западной части Воронежской антеклизы // Вестн. ВГУ. Сер. Геол. 2009. № 2. С. 61–78.

Сельцер В.Б., Иванов А.В. Атлас позднемеловых аммонитов Саратовского Поволжья. М.: Книжный дом «Университет», 2010. 152 с.

Стратиграфия СССР. Меловая система / Отв. ред. М.Н. Москвин. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 96–143.

Эйнзеле Г., Зейлахер А. Палеогеографическое значение темпеститов и периодитов // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 478–485.

Gabdullin R.R., Guzhikov A.Ju., Bogachkin A.B. et al. Periodities below and above the K/T boundary // Bull. de L'Institute Royal des Sci. Naturelles de Belgique. Sci. de la Terre. 1999. Vol. 69, Supp. A. P. 87–101.

Ilyin A.V. Mid-Cretaceous phosphate platforms of the Russian Craton // Sediment Geol. 1997. Vol. 113 (1–2). P. 125–135.

Smith A.G., Briden J.C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge: Cambridge University Press, 1977. 64 p.

Поступила в редакцию
23.11.2016

УДК 551.35. 551.464

Ю.Н. Гурский¹

ВЫЯВЛЕНИЕ И ОЦЕНКА УРОВНЯ АНТРОПОГЕННЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЛОВЫХ ВОД МОРСКИХ И ПРЕСНОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ²

Изучен химический состав иловых вод из нескольких районов внутренних морей и НПВС, подверженных антропогенным загрязнениям. Выявлены закономерности распределения загрязнений в Днепровско-Бугском лимане, Геленджикской бухте Черного моря и в Восточной гавани Александрии (Средиземное море). Наибольшие загрязнения приурочены к верхним слоям донных отложений и приустьевым зонам. Существенную роль играют вторичные загрязнения, связанные с растворением и накоплением металлов и биогенных компонентов в иловой воде и миграцией их в водную толщу. При факторном анализе по совокупному влиянию потенциально-подвижных форм металлов в Днепровско-Бугском лимане фактор антропогенного загрязнения вышел на первое место. Изучено загрязнение оз. Пясино в районе Норильска.

Ключевые слова: иловые воды, антропогенное загрязнение, внутренние моря, донные отложения, факторный анализ.

The chemical composition of interstitial waters from several of inland seas and NPWS, exposed to anthropogenic pollution. The regularities of distribution of pollution in the Dnieper-Bug estuary and Gelendzhik Bay of the Black sea in the Eastern Harbor of Alexandria Mediterranean Sea. Most of the contamination confines to the upper layers of sediments and near mouth zones. A significant role is played by secondary contamination related to the dissolution and accumulation of metals and nutrients in the interstitial water and their migration in the water column. When factor analysis for the aggregate impact of potentially mobile forms of metals in the Diepr-Bug estuary factor of anthropogenic pollution came in first place. Studies pollution in the Pjasino Lake near town Norilsk.

Key words: interstitial water, anthropogenic pollution, the inland seas, sediment, factor analysis.

Введение. В предлагаемой статье автор хотел бы познакомить коллег с одним из важнейших направлений морских геологических исследований, которое связано с изучением геохимии *иловых вод*. Термин этот был предложен еще в 30-х гг. прошлого века В.И.Вернадским [1933–1936]. Под его влиянием исследования в этом направлении были начаты в годы войны С.В. Бруевичем [1944], затем продолжены им и О.В. Шишкиной [1972] в Институте океанологии АН СССР. С середины 60-х гг. они получили дальнейшее развитие на геологическом факультете МГУ по инициативе акад. А.П. Виноградова [1967]. Он был одним из ближайших учеников и сотрудников В.И. Вернадского, а затем основателем и руководителем нашей кафедры геохимии. Автор начинал исследования иловых вод под руководством А.П. Виноградова и проф. М.Г. Валяшко [Валяшко, Гурский, 1974].

Однако первый опыт морских геологических исследований автор приобрел еще до поступления в МГУ, когда работал в отделе морских отложений Института океанологии АН СССР у проф. П.Л.Безрукова, участвовал в 30-м рейсе «Витязя» на Тихом океане и в нескольких экспедициях на Черном море.

На геологическом факультете в Морской геохимической партии автор многие годы изучал геохимию осадков и иловых вод во внутренних морях и во всех четырех океанах. Работы проводились на научных судах Московского университета, Института океанологии АН и других научных учреждений. Результаты отражены во многих работах и публикациях, в том числе и по методическим вопросам и проблеме экологии и охраны морской среды от антропогенных загрязнений [Валяшко и др., 1985, Гурский и др., 1981, 1984, 1985; Гурский, 2000].

В развитие идеи В.И. Вернадского о парагенетических геосферах разработано представление о *литогидросфере*, которая включает совокупность иловых, поровых, пластовых и других разновидностей подземных вод, заключенных в стратисфере и связанных в генетическом или структурном отношении с Мировым океаном и свободной гидросферой. Результаты исследований отражены в 2-томной монографии автора «Геохимия литогидросферы внутренних морей», где дан обзор результатов изучения геохимии иловых вод и донных отложений Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского, Средиземного, Красного и

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии; Институт океанологии имени П.П. Ширшова, ст. науч. с., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: yurgur@list.ru

² Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (проект № 0149-2016-0001).

других морей, эстуариев и фациально-генетическая классификация литогидросферы Мирового океана [Гурский, 2003, 2007].

Методы исследования описаны в первом томе этой монографии (гл. 2) и названных выше публикациях. Выделение иловой воды из влажных осадков проводили при давлении до 200 кг/см^2 с помощью модернизированных прессов и титановых прессформ с фторопластовыми прокладками и двусторонним отводом иловой воды (авторской конструкции). Комплексные работы включали анализ химического состава главных ионов, биогенных компонентов, микроэлементов в иловой и придонной воде, оценку физико-химического состояния среды по величинам pH и Eh, изучение геологической ситуации в регионе, а также исследование литологических, стратиграфических и геохимических особенностей осадков, органического вещества и газов.

Краткая информация об изучении литогидросферы приведена в материалах XXI Международной конференции (Школы) по морской геологии [Гурский, 2015], которая проводится Институтом океанологии имени П.П. Ширшова РАН по инициативе акад. А.П. Лисицына. Автор участвовал с докладами во всех «Школах», с первой до последней.

Постановка проблемы. Рассмотрим один из важных разделов исследований, который связан с *антропогенным загрязнением морских осадков*, чтобы с *методической точки зрения* продемонстрировать целесообразность и необходимость анализа иловых вод, пропитывающих осадки, для выявления и оценки уровня этого загрязнения. При изучении проблемы охраны природной среды в урбанизированных регионах большую актуальность приобретают данные о количественном составе, формах нахождения и миграции элементов-загрязнителей в воде и донных отложениях прибрежных и особенно устьевых зон. На нескольких конкретных примерах автор показал высокую информативность данных о химическом составе иловых вод как весьма важного объекта исследований, имеющего ряд существенных преимуществ по сравнению с традиционным изучением загрязнения в водной толще бассейнов и твердой фазе осадков.

Теоретический анализ. Исследованиями установлено, что наибольшие значения концентрации загрязняющих веществ и самая высокая активность биохимических, геохимических и физико-химических процессов приурочены к граничным поверхностям (или пограничным зонам водного бассейна), таким, как океан—суша, река—море, вода—осадок, вода—живое вещество, вода—взвесь, вода—лед. Особенно активны и сложны био-геохимические процессы в прибрежной зоне, в эстуариях, вблизи устьев рек, в зонах апвеллинга и других местах прибрежной зоны. Сюда поступает разнообразный материал, в том числе про-

дукты антропогенного загрязнения, где возникает много новообразованных активных поверхностей раздела, резко меняются условия миграции и формы существования веществ [Монин, Романкевич, 1979]. В Институте океанологии имени П.П. Ширшова РАН в морях и океанах исследовались пограничные процессы на границе вода—дно, поставка и осаждение терригенного и биогенного материала, поступающего с суши, проводилось и моделирование названных процессов [Вершинин, Розанов, 2002]. Зона смешения речных и морских вод названа А.П. Лисицыным [1994] *маргинальным фильтром*.

Главное внимание в этих работах было обращено на условия извлечения и осаждения на дно осадочного материала из речной воды по мере ее смешения с морской водой, хотя исследовались и процессы, происходящие в донных отложениях.

За долгие годы работы автором был собран материал о 18 приустьевых зонах крупных и малых рек, из Черного, Азовского, Каспийского, Балтийского и Средиземного морей [Гурский, 2007, гл. 11]. Изучены геохимические особенности процессов, развивающихся на нижнем этаже маргинального фильтра (донные отложения) в системе река—море и проведено соответствующее обобщение, в чем существенно помог акад. А.П. Лисицын [Гурский, Лисицын, 2011]. Установлено, что на нижнем этаже маргинального фильтра в эстуариях открытого и закрытого типов доминирует, как и на верхнем этаже, солевой фактор, который отражает процессы смешения речной и морской воды, связанные с изменением солености (или суммарной минерализации ΣM), а также концентраций Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} и ряда других ионов.

Наиболее активной, а при антропогенных загрязнениях, возможно, и токсичной, является самая верхняя, окисленная пленка осадков, в которой накапливается наибольшее загрязнение, в том числе от растворенных металлов. Особенно значительно может быть в ней концентрация растворенного марганца, что наблюдалось в приповерхностных слоях иловой воды вблизи устьев Риони, Ю. Буга, Невы и других рек [Гурский, Лисицын, 2011]. Однако не всегда можно установить, что служит их причиной — поступление из водной толщи или диагенетическое перераспределение из нижележащих слоев донных отложений за счет растворения тех или иных компонентов в иловой воде и перехода их в подвижные формы. Для изучения этих процессов необходимы данные о химическом составе иловых вод, а также сведения об окислительно-восстановительных условиях в илах (величины Eh и pH).

В шельфовых и устьевых зонах оседает основная масса загрязнения, поступающего с суши, поскольку они являются основным естественным природным фильтром, который пропускает либо задерживает загрязнение на пути его поступления

с континента в море. Захоронение элементов загрязнения в осадках либо постепенное растворение и ремобилизация в водную толщу зависит как от скорости седиментации, так и от многих гидродинамических и физико-химических условий. В значительной степени они определяются характером процессов, развивающихся на стадии раннего диагенеза в донных отложениях, в системе обменного подвижного геохимического равновесия между осадками, иловой водой и придонной водой бассейна. Донные отложения приустьевых зон обычно содержат большое количество пелитового материала, способного аккумулировать многие тяжелые металлы, биогенные продукты и различные соединения, связанные с антропогенной поставкой в водоем. Относительная подвижность их весьма изменчива. В ряде случаев равновесие в системе может быть нарушено, и вынос загрязнения из осадков в воду активизируется, что может привести к *вторичному загрязнению водоема*. Эта проблема еще не вполне изучена, остается и ряд нерешенных вопросов, например, влияние рельефа дна, гранулометрии донных илов, придонных течений; наличие или отсутствие речного стока; расположение на берегу и в море потенциальных источников загрязнений.

Фактический материал. Объекты и задачи исследования. При оценке участия иловых вод в антропогенном или техногенном загрязнении водоемов главной является именно *проблема вторичного загрязнения*, поскольку осадочный материал с загрязнением быстро достигает дна, особенно в прибрежных мелководных частях водоемов, на некотором удалении от устьев рек, где в составе илов часто преобладают груботерригенные осадки. Взвешенный материал не успевает здесь прийти в равновесие с морской водой, по меньшей мере в отношении поглощенных катионов, которые, как показали исследования в Черном море, достигают равновесия лишь в центральных частях водоема на большой глубине (около 2 км) [Гурский, Левшенко, 1981].

Конкретные задачи связаны с рассмотрением результатов изучения процессов загрязнения в двух полузакрытых бухтах со слабым влиянием речного стока и сравнительного материала для закрытого эстуария Днепровско-Бугского лимана, который находится под сильным влиянием речного стока. Здесь проводились сезонные наблюдения (весна — осень) с 1978 по 1990 г. в колонках донных отложений, отбираемых на 11 узловых точках (75 станций). При изучении лимана получен большой аналитический материал как о составе иловых вод, отжатых из осадков, так и о составе придонной воды (всего около 400 проб), а также о солянокислых вытяжках из илов, которые характеризуют потенциально-подвижные формы металлов (ППФ). Для интерпретации результатов привлечен статистический метод факторного анализа.

Процесс растворения загрязняющих продуктов, в первую очередь биогенных соединений и металлов, протекает преимущественно в донных осадках, особенно на ранних стадиях диагенеза. Этому способствует развитие сульфатредукции, формирование восстановительной обстановки, понижение величин pH и Eh. Поэтому на границе с придонной водой, ниже уровня дна, происходит резкое повышение концентрации всех биогенных компонентов и большинства тяжелых металлов, причем градиенты для отдельных элементов на этой границе могут достигать 2–3 и даже 4 порядков [Вершинин, Розанов, 2002].

Естественно, что поток загрязнителей обычно направлен снизу вверх, из осадков, точнее, из иловой воды, в наддонную воду. Именно те токсичные или потенциально опасные компоненты, которые находятся в растворенном или коллоидном состоянии, могут нанести наибольший вред живым организмам и всей окружающей среде.

Рассмотрим главные причины, определяющие генетические особенности развития процессов поступления, накопления и трансформации антропогенного загрязнения в зоне река—море, которые можно наблюдать как в открытых, так и в закрытых эстуариях. Но в последних загрязнение обычно представляет большую опасность, поскольку при меньшей гидродинамической активности в отложениях формируется восстановительная обстановка, которая часто нарушается. В депрессиях донного рельефа задерживается морская вода с большим удельным весом, значительным содержанием сульфатов, которые быстро подвергаются редукции. В иловой воде накапливается огромное количество органических соединений, биогенных компонентов и металлов, особенно в осенне-зимний период. Иловая вода становится «насыщенным бульоном», который накапливает разнообразное загрязнение, поступающее как с поверхности дна, так и из осадков. Усиление речного стока и более активное перемешивание воды во время весенних паводков способствуют вымыванию накопившегося загрязнения из осадков и иловой воды, а затем и выносу его в прибрежные районы моря, где оно переносится морскими течениями и вступает в различные биогеохимические реакции при участии живых организмов.

Установлено, что в *Днепровско-Бугском лимане* (рис. 1), как и в других эстуариях, наибольшее загрязнение приурочено к портовым городам, центральным частям зоны смешения речной и морской воды и к депрессиям донного рельефа. В различные годы и сезоны в Днепровско-Бугском лимане повышенное количество биогенных компонентов (аммонийный азот, нитриты, нитраты, фосфаты) и металлов (Fe, Mn, Zn, Cu и др.) наблюдалось в районе г. Николаев и в меньшей степени у портовых городов Херсон и Очаков. Отмечено периодическое накопление загрязнений

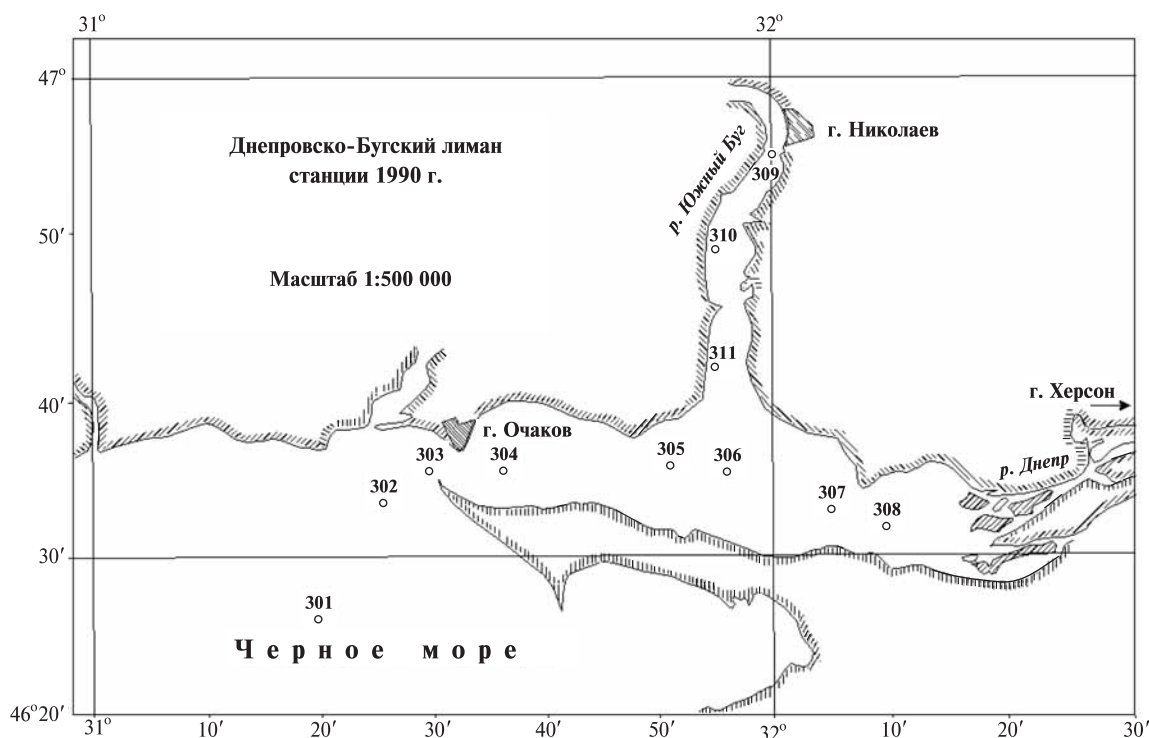


Рис. 1. Схема расположения станций в Днепровско-Бугском лимане Черного моря (июнь 1990 г.)

и в центральных частях зоны смешения [Гурский, 2007, гл. 11, табл. П.11.3–5].

При усилении гидродинамического перемешивания воды активизируются процессы трансформации и выноса загрязнения в наддонную воду. Естественно, что состав иловых вод здесь очень неустойчив, о чем свидетельствуют результаты повторных сезонных наблюдений (весна-осень), которые с 1978 г. проводились 6 раз: 1978 (2), 1979 (1), 1980 (2), 1990 (1). Они отражают лишь относительное динамическое равновесие взаимосвязанных между собой процессов смешения речной и морской воды и определенную стадию метаморфизации иловой воды при раннем диагенезе. Гравитационный фактор приводит к опусканию более плотных морских вод в нижние слои донных осадков и постепенному вытеснению слабоминерализованной речной воды. Первичные седиментогенные воды в таких условиях не сохраняются из-за процессов диффузии и конвекции. Это касается не только центральных, но и периферийных частей зоны смешения, на что указывают большие сезонные и межгодовые колебания содержания макроионов и солености на одних и тех же участках (станциях) наблюдения.

Высокая биологическая продуктивность вод лимана из-за выноса огромного количества питательных солей с речным стоком, дренирующим поля сельскохозяйственного назначения, и привноса сульфатов железа, способствующих развитию органической жизни, приводит к евтрофикации водоема и поступлению в донные осадки больших масс постоянно продуцируемого в воде фитопланктона. Это активизирует сульфатредук-

цию в иловых водах за счет поставки свежего органического вещества (ОВ) и все новых порций сульфатов, поступающих в донные отложения из морской воды, проникающей в лиман с нагонными течениями. Сульфатредукция приводит к росту Alk и формированию восстановительных условий в отложениях (Eh около -200 мВ от самого дна).

Все это способствует связыванию тяжелых металлов в малорастворимые сульфиды и частичному захоронению их в донных отложениях. Разбавление продуктов загрязнения паводковыми и морскими водами и терригенными осадками тоже можно рассматривать как естественный природный механизм самоочищения водоемов, препятствующий концентрации загрязнений. Наши исследования показали, что основным источником многих металлов в водах и осадках лимана служат промышленные предприятия г. Николаев. Однако при изменении окислительно-восстановительной обстановки в отложениях во время весенних паводков или при проведении дноуглубительных работ возможно окисление части сульфидов и переход их в более растворимую форму, что приводит к *вторичному загрязнению водоема*.

Проблема антропогенных загрязнений в приустьевых зонах исследована также на материалах по Каспийскому, Черному, Балтийскому морям. Фактические результаты и обсуждение отражены в публикациях автора [Гурский, 2000, 2003, 2007].

Особенности распространения загрязнения в полуизолированных бухтах. Для сравнения рассмотрим два примера, иллюстрирующих распределение антропогенного загрязнения в полуизолированных бухтах, в которых речной сток не имеет

существенного значения. Это Геленджикская бухта на кавказском побережье Черного моря и Восточная бухта у г. Александрия в Средиземном море.

В *Геленджикской бухте* в течение двух полевых сезонов на НИС «Прибой» (Институт океанологии АН) были отобраны пробы донных осадков на 67 станциях. Из 83 проб отжали иловую воду, в которой, помимо состава главных ионов и биогенных элементов, изучили распределение тяжелых металлов Pb, Zn, Ni, Cu, Cd. Кроме того, определяли содержание металлов в осадках, для которых изучен гранулометрический состав. Это отражено в дипломной работе Е.Б. Палладиной, выполнявшейся под руководством автора. Исходная информация и данные о макросоставе иловых вод Геленджикской бухты и биогенным элементам приведены в работе [Гурский, 2007, т. 2, гл. 12].

Здесь рассмотрим результаты атомно-абсорбционного изучения металлов и особенности их распределения в акватории бухты. Концентрации свинца оказались во всех пробах иловой воды ниже предела обнаружения (0,02 мг/л), поэтому при величине предельно допустимой концентрации (ПДК) для Pb, равной 0,1 мг/л, вопрос о загрязнении этим металлом может быть снят. Содержание никеля в иловой воде изменяется в пределах 0,003–0,1 мг/л, в среднем $0,023 \pm 0,004$ мг/л. Примерно на половине станций его содержание соответствует ПДК для санитарно-бытовых водоемов и нигде ее не превышает. Концентрация Ni в придонной воде еще ниже, в среднем 0,006 мг/л.

Концентрация меди в иловой воде составляет 0,02–0,52, в среднем $0,13 \pm 0,01$ мг/л. ПДК (0,1 мг/л) оказалась превышенной на 12 станциях, расположенных вдоль береговой линии между изобатами 5 и 10 м (рис. 2, а). Содержание меди в придонной воде примерно в 2 раза меньше, чем в иловой воде.

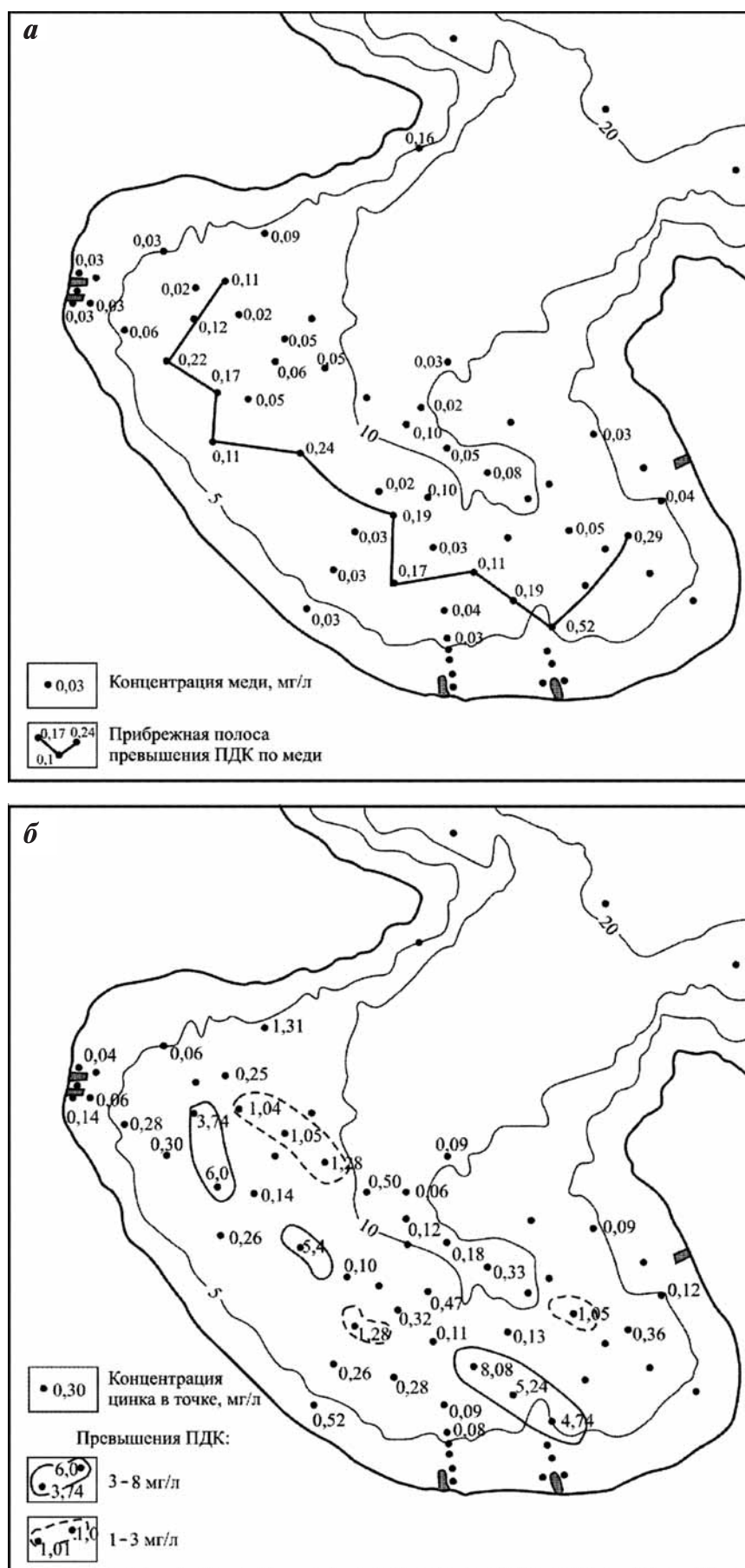


Рис. 2. Схема распределения меди и цинка (мг/л) в иловых водах Геленджикской бухты Черного моря (верхний слой): а — медь, б — цинк

Наибольшее изменение концентрации и превышение ПДК (1 мг/л) обнаружилось в поведении цинка — 0,09–8,08 (в среднем $1,56 \pm 0,13$ мг/л). Если исключить аномальные пробы, то геохимический фон в среднем на уровне 0,39 мг/л. Градиент на границе с придонной водой для Zn положителен и изменяется в пределах 0,08–0,2 мг/л. Распределение Zn в верхнем слое иловой воды показано на рис. 2, б.

Повышенная концентрация Cu и Zn приурочена, как оказалось, к местам регулярных рейдовых стоянок грузовых судов. В колонках концентрация растворенных Cu и Zn слегка увеличивается примерно до глубины 1 м, а затем начинает понижаться.

В *Восточной бухте г. Александрия* эколого-геохимические наблюдения были проведены в сентябре 1986 г. совместно с египетскими учеными на 10 станциях [Эль-Дик и др., 1990]. Экологическая обстановка в гавани резко изменилась после января 1986 г., когда городские власти приняли решение о сбросе в нее хозяйственно-бытовых стоков. Загрязнение вызвало замор рыб и другой фауны. Ранее бытовые стоки отводились в пустынные районы на суше и подвергались частичной переработке.

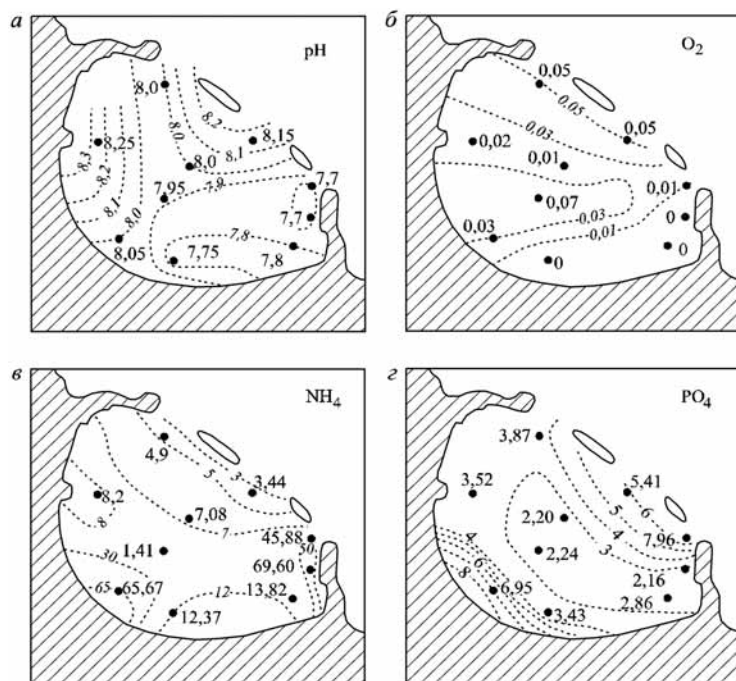
Здесь мы не было возможности исследовать иловую воду, но выполнены гидрохимические наблюдения, которые включали определения в поверхностном и придонном слоях воды S , T , pH, PO_4 , NO_2 , NO_3 , NH_4 . Полученные результаты сравнили с материалами аналогичных гидрохимических съемок с 1978 по 1985 г. Цель исследований — оценить уровень, динамику и региональные особен-

ности распространения загрязнения в Восточной гавани. Температура воды в бухте по результатам сентябрьской съемки составляла 20–22 °С, соленость — 35,9–38,7‰. Соленость повышена в придонном слое во внешней и юго-восточной частях бухты. На наиболее загрязненных участках в восточной и южной частях гавани значения S и pH вод у поверхности моря понижены, а содержание растворенного кислорода снижалось до нуля при сильном дефиците его по всей акватории бухты (рис. 3, а, б). Концентрация O_2 в прежние годы составляла 0,5–0,7 мг-ат/л. Резко возросло в водах содержание NH_4 (до 70 мкг-ат/л) и PO_4 (до 8 мкг-ат/л). Аномалии их содержания четко фиксируют пункты сброса сточных вод (рис. 3, в, г). Обнаружено превышение фоновой концентрации на 1–2 порядка. Концентрация NO_2 изменяется от 0 до 1,8 при фоновой 0,05–0,25 мкг-ат/л и NO_3 от 0,4 до 3,7 при фоновых 0,5–1,0 мкг-ат/л. Это отражает неблагоприятные условия окисления азотистых соединений, хотя содержание NO_2 и NO_3 также возросло в несколько раз по сравнению с прошлыми съемками. Таким образом, установлены закономерности распространения общего и локального загрязнения Восточной гавани осенью 1986 г., которые обусловили дефицит кислорода, понижение pH и резкое увеличение концентрации аммиака и фосфатов в водах бухты. Результаты исследований и соответствующие рекомендации были переданы авторами компетентным органам Египта.

Они были приняты во внимание, и сброс хозяйственно-бытовых стоков в бухту резко сокращен. Во 2-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Московский университет» в январе 1989 г. во время посещения Александрии исследователи убедились в значительном улучшении экологической обстановки в Восточной бухте [Nasr, Gursky, 1990].

Сходная ситуация, т.е. загрязнение, вызванное сбросом хозяйственно-бытовых вод, наблюдалась в 1987–1988 гг. в Рижском заливе Балтийского моря. Здесь также отмечено накопление биогенных соединений, резкое повышение щелочности (до 50 мг-экв/л) и $N-NH_4$ (до 50–70 мг/л) уже в самых верхних слоях иловой воды, что превышает значения нормальной концентрации в сотни раз. В результате развилась обратная метаморфизация вод, вплоть до появления иловой воды карбонатного типа [Гурский, Шевченко, 1989].

Обобщение полученных данных. При изучении эколого-геохимических материалов возникает проблема обобщения большого объема разнообразной полученной информации. Опыт показал, что наилучшие результаты дает применение



различных методов математической статистики, в частности факторного анализа. В этом существенно помог И.И. Крупнов. По его расчетам составлена таблица, в которой отражены результаты факторного анализа данных анализа химического состава иловых вод и солянокислых вытяжек из осадков Днепровско-Бугского лимана, по материалам весенне-летней экспедиции 1990 г. (по 30 признакам). Солянокислые вытяжки характеризуют потенциально-подвижные формы металлов (ППФ), которые при изменении физико-химической обстановки в осадках (рН, Eh и др.) могут перейти в иловую, а из нее и в наддонную воду бассейна. В таблице эти признаки даны под № 22–30.

Всего выявлено восемь факторов. По совокупному влиянию ППФ металлов Pb, Zn, Cu, Cr, Ni, Cd, Co и Mn фактор загрязнения вышел на первое место, отодвинув на второй план седиментогенный фактор, характеризующий основные особенности химического состава иловой воды, связанные с составом вод бассейна седиментации. Третий фактор отражает процесс редукции сульфатов и накопление, помимо Alk, биогенных компонентов P и Si. Аммонийный азот играет ведущую роль в четвертом, также биогенном, факторе. Он связан с величиной рН, глубиной горизонта в колонке (накапливается с глубиной), отчасти со щелочностью (Alk) и проявляет обратную связь с содержанием Са в иловой воде и глубиной моря. Загрязнение иловой воды и осадков металлами и биогенными компонентами в разной степени проявилось и в остальных четырех факторах: в пятом — нитратами, нитритами и Со, в шестом — Fe, Co, Mn в вытяжке, Pb в иловой воде; в седьмом — Fe, Cu, Pb в иловой воде. Восьмой фактор в таблицу не включен (его вклад 5,7% от суммы). Он отражает накопление Zn, отчасти NH_4 и вместе с факторами третьим, четвертым и седьмым показывает рост загрязнения с глубиной в осадках и понижение — с увеличением глубины моря (четвертый, шестой, восьмой факторы).

В Днепровско-Бугском лимане исследовались иловая вода и осадок, т.е. получены данные о жидкой и твердой фазах илов. По результатам факторного анализа этих данных и здесь главным оказался фактор загрязнения. Он приводит к накоплению в осадках Pb, Cr, Zn, Cu, Ni, Sn, Co, Ag, обнаруживших между собой высокую степень корреляции. В наиболее загрязненных участках дна в небольшом количестве также найдены As, Sb, Cd. При распределении Fe, Mn, Zn, Cu, а также $\text{N}-\text{NH}_4$, $\text{N}-\text{NO}_2$, P и углеводов в системе осадок—иловая вода—придонная вода важную роль играют соленость вод, Eh, рН и

гидродинамическая активность водных масс [Гурский, Крупнов, 1985].

Результаты факторного анализа можно использовать при построении экогеохимических карт на основе интегральных показателей. Ранее автор вместе с И.И. Крупновым разработали несколько способов картографирования загрязнения, основанных на методах многомерной статистики [Гурский и др., 1984; Гурский, Крупнов, 1991; Гурский, 2000]. В качестве исходных материалов для этого использовались данные о химическом составе иловых вод и осадков из прибрежно-морских районов Черного, Каспийского и других морей. Применяли следующие способы картографирования: а) на основе оценки значения факторов загрязнения в каждой точке опробования; б) на основе построения уравнения регрессии, позволяющего определять значение каждого фактора в зависимости от расстояния от источника; в) посредством вычисления значений расстояния Махаланобиса [Андерсон, 1963] от всех остальных проб в многомерном признаковом пространстве, что позволяет учесть одновременное воздействие всех загрязняющих факторов. Если это расстояние превышает заданную фоновую величину, то делается вывод о наличии загрязнения в пробе [Гурский и др., 1984].

В качестве примера приведем схематическую карту загрязнения Днепровско-Бугского лимана, построенную третьим способом на основании данных о содержании металлов и биогенных компонентов и в осадках, иловых и придонных водах (рис. 4).

Наибольший уровень загрязнений обнаружен в районах г. Николаев и других портовых городов (Очаков, Херсон) и несколько ниже по течению рек Ю. Буг и Днепр.

Применение разработанной методологии для решения экологических проблем пресноводных

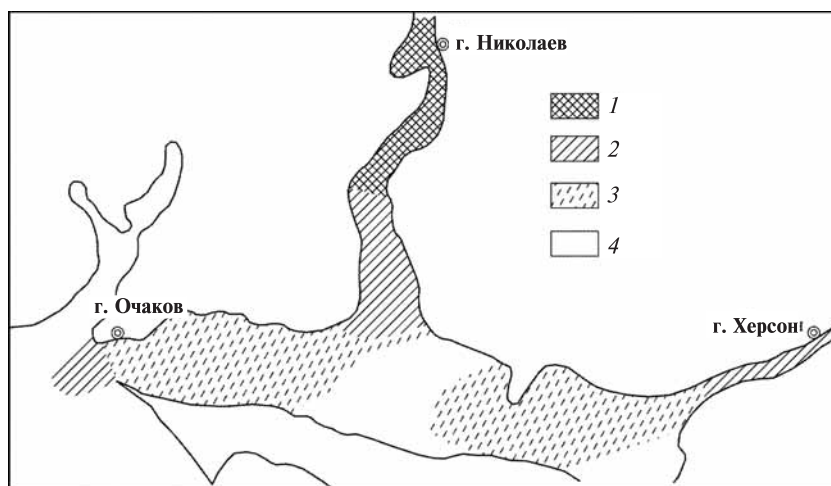


Рис. 4. Схематическая карта загрязнений Днепровско-Бугского лимана Черного моря (картографирование загрязнений осадков и иловых вод по значениям величины расстояния Махаланобиса, ρ^2). Значения ρ^2 : 1 — >2 , 2 — 1–2, 3 — 1–0,4, 4 — $<0,4$ (фон)

Факторный анализ данных о химическом составе иловых вод и солянокислых вытяжек из осадков Днепровско-Бугского лимана

Признак (параметр)	№ признака	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5	Фактор 6	Фактор 7
Pb _{HCl}	24	0,917	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Zn _{HCl}	23	0,904	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cu _{HCl}	22	0,903	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr _{HCl}	26	0,902	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ni _{HCl}	25	0,863	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cd _{HCl}	27	0,825	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,290	-0,265
Co _{HCl}	30	0,756	0,0	0,0	0,0	0,0	0,406	0,0
Mn _{HCl}	29	0,608	0,267	0,0	0,0	0,0	0,339	0,0
ΣМ	1	0,0	0,971	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Na	7	0,0	0,965	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cl	4	0,0	0,963	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	6	0,0	0,934	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Глубина моря	21	0,0	0,696	0,0	-0,281	0,0	-0,436	0,0
Ca	5	0,0	0,509	0,428	-0,366	0,0	0,0	0,0
SO ₄	3	0,0	0,0	0,898	0,0	0,0	0,0	0,0
PO ₄	13	0,0	0,0	-0,857	0,0	0,0	0,0	0,0
*SO ₄	15	0,0	0,386	0,826	0,0	0,0	0,0	0,0
Si	14	0,0	0,0	-0,758	0,0	0,0	0,0	0,0
HCO ₃	2	0,0	0,429	-0,688	0,398	0,0	0,0	0,0
NH ₄	12	0,0	0,303	0,0	0,794	0,0	0,0	0,0
pH	9	0,0	0,0	0,0	0,775	0,0	0,0	0,0
Горизонт	8	0,0	0,0	0,352	0,524	0,0	0,0	0,454
NO ₃	11	0,0	0,0	0,0	0,0	0,846	0,0	0,0
Co	19	0,0	0,0	0,0	0,0	0,715	0,0	0,0
NO ₂	10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,704	0,0	0,0
Fe _{HCl}	28	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,892	0,0
Fe	20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,640
Cu	17	-0,328	0,0	0,273	0,0	0,0	-0,338	0,538
Zn	16	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pb	18	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,448	0,417
Значения факторов		6,027	5,288	3,863	2,150	2,092	1,883	1,487
Вклад от суммы, %		24,94	21,88	15,98	8,90	8,66	7,79	6,15

Примечания. Признаки 22–30 относятся к солянокислым вытяжкам ППФ, остальные (кроме 8 и 21) — к иловой воде; *SO₄ — дублирующие определения сульфатов.

континентальных водоемов (Норило-Пясинская водная система). Возник вопрос о возможности применения методических приемов и методологии к исследованию пресноводных континентальных водоемов, когда нередко возникают сходные проблемы, связанные с экспертной оценкой уровня антропогенного загрязнения и разработкой необходимых рекомендаций по их устранению.

Такие исследования были проведены в 1991–1994 гг. в Российском Заполярье на крупных озерах Пясино и Лама, примыкающих к окрестностям г. Норильск, на реках, связанных с этими озерами, и на группе Пуринских озер севернее Норильска. Исследования выполнялись на кафедре геохимии геологического факультета МГУ под руководством акад. В.А. Жарикова в содружестве с сотрудниками кафедр геоэкологии и ихтиологии МГУ имени М.В. Ломоносова и Санкт-Петербургского

технологического института. Работы велись по заказу Норильского горно-металлургического комбината (НГМК), который осуществлял их финансирование. Автор был одним из ответственных исполнителей научных тем, выполнявшихся при проведении работ. Рассмотрим краткую информацию об их результатах.

Норильский промышленный район, связанный с богатейшими месторождениями никеля, меди, платины и других особо ценных металлов, в начале и середине 90-х годов прошлого века, по оценкам правительственных экспертов, был признан наиболее загрязненным в Российской Федерации.

Среди озер Норило-Пясинской водной системы (НПВС) наибольшему загрязнению подвержено крупное оз. Пясино, в которое направлены стоки рек и загрязняющих вод из Норильска и Талнаха. Озеро мелководное, особенно в южной части, прилегающей к территории Норильска и НГМК. С юга и юго-востока в него впадает несколько небольших рек: Щучья, Амбарная, Купец, Вологочан, Рыбная и более крупная река Норилка. В средней и северной частях озера глубина возрастает до 30–40 м. Здесь из озера вытекает р. Пясины, впадающая в Карское море. Это обуславливает вероятность влияния растворенных стоков НГМК на воды океана. Другое крупное и более глубокое (200 м) межгорное оз. Лама находится в 100 км от Норильска и подвержено в основном атмосферному загрязнению. До 1990-х гг. углубленное изучение НПВС не проводилось.

Исследования включали химический, спектральный, атомно-абсорбционный анализы речных, озерных, снеговых, иловых вод, донных осадков и почв. Особое внимание обращали на загрязнение вод и осадков тяжелыми металлами, которые накапливаются в верхних слоях донных осадков и при определенных условиях могут переходить в иловую и придонную воду, создавая источник *вторичного загрязнения водоема*.

В 5 экспедициях участвовали сотрудники названных выше подразделений. Летом пробы отбирали с катеров и вертолетов, ранней весной — путем бурения со льда. В южной части оз. Пясино было пробурено 36 скважин глубиной от 2 до 10 м. Получены пробы с поверхности дна водоемов и керны замороженных алевритово-глинистых осадков. В них измерены величины pH и Eh. Основные результаты отражены в публикациях [Гурский, 1998, 2000, 2007, гл. 14.3.5].

Исследование снеговых вод и аэрозолей показало возможность воздушного переноса металлов на расстояние до 30 км и превышение ПДК в большинстве проб по Cu и Ni. Установлено, что по сравнению с озерными водами с ΣМ от 59 до 134 мг/л минерализация впервые изученных здесь иловых вод повышена: от 192 до 1370 мг/л, причем максимальные величины приурочены к устью р. Щучья и южной части озера. По составу

главных ионов вода озера и иловые воды с невысокой минерализацией относятся к карбонатному типу. При повышенной величине ΣM иловые воды переходят в сульфатный тип.

Значения фоновой концентрации металлов Cu, Ni, Pb составляют десятки, реже сотни (Zn) мкг/л. На загрязненных участках содержание растворенных Cu и Ni достигает 300–700 мкг/л. Концентрации As варьирует от 2,5 до 20 мкг/л. Содержание тяжелых металлов в иловой воде выше, чем в придонной. Наибольшие значения концентрации превышают уровни ПДК для рыбохозяйственных водоемов по Cu в 150, Ni — в 20, Cr — в 240, Zn — в 510, Fe — в 280, Mn — в 520, Cd и Co — в 8, Pb — в 3 раза.

В донных осадках в широком диапазоне изменяются величины Eh (от –414 до +536 мВ) и pH (от 6,55 до 9,22). В осадках южной, наиболее загрязненной части оз. Пясино средняя концентрация Cu составляет 142, а Ni — 125 мг/кг. Содержание ППФ Cu (солянокислые вытяжки) в среднем составляет 103 мг/кг (до 215 мг/кг), Ni — 55 мг/кг (среднее), а максимально — 213 мг/кг. Относительное содержание ППФ составляет для Cu — 50–70%, а для Ni — 25–30%.

Установлена приуроченность наибольших значений концентрации Cu, Ni, Cr, Co, Ag, Mn — основных металлов-загрязнителей — к депрессиям донного рельефа, глинистым илам и верхнему 20–30-сантиметровому слою осадков. По данным ихтиологов у 100% рыб в оз. Пясино, вплоть до истоков р. Пясины, выявлены аномалии и уродства внутренних органов.

Что касается результатов изучения оз. Ламы и Пуринских озер, то в них экологическая ситуация оказалась значительно лучше чем в оз. Пясино.

По результатам работ рекомендовано сооружение дамбы, отсекающей часть оз. Пясино на юге, и создание очистительных сооружений для рекультивации водоема.

Опыт исследования НПВС доказал универсальность разработанной методологии и показал ее работоспособность на континентальных объектах и в пресноводных водоемах.

Таким образом, наибольший уровень загрязнения обнаружен в Днепровско-Бугском лимане, в районе г. Николаев и других портовых городов (Очаков, Херсон) и ниже по течению рек Ю. Буг и Днепр. Уровень загрязнения в системе осадок–иловая вода–придонная вода непостоянен, имеет сезонный характер и подвержен межгодовым колебаниям.

В результате изучения специфических особенностей загрязнения тяжелыми металлами и биогенными соединениями Геленджикской бухты Черного моря и Восточной бухты Средиземного моря у г. Александрия выявлено, что в них характер загрязнения определяется качественным и количественным составом техногенных, сельскохозяйственных и бытовых сточных вод, поступающих с берега.

Показана важность и необходимость получения информации о химическом составе иловых вод наряду с данными о твердой фазе осадков и придонной воде для объективной оценки причин и уровня антропогенного загрязнения, в том числе загрязнения вторичного характера на стадии раннего диагенеза осадков.

Для количественной оценки уровня и характера загрязнения по совокупности геолого-геохимической информации целесообразно применение статистических методов, в частности факторного анализа. По его результатам фактор загрязнения часто выходит на первое место, опережая солевые и биогенные факторы, как это наблюдалось в Днепровско-Бугском лимане. На основе многомерной статистики и факторного анализа предложены способы картографирования антропогенного загрязнения.

Наряду с изучением процессов загрязнения морских водоемов, в 1990-х гг. проведены эколого-геохимические наблюдения в Нориле-Пясинской водной системе — самой «болевогой точке» по загрязнению водоемом — в оз. Пясино, Лама и связанных с ними реках. Выявлено существенное загрязнение тяжелыми металлами атмосферы, воды (наддонной и иловой), снежного покрова, донных осадков оз. Пясино и почв в окрестностях Норильска и главного источника загрязнений — НГМК. Даны рекомендации по устранению причин загрязнений. Опыт исследования НПВС доказал универсальность разработанной методологии и показал ее работоспособность на континентальных объектах и в пресноводных водоемах.

Заключение. При оценке участия *иловых вод* в антропогенном или техногенном загрязнении водоемов главная проблема — *вторичное загрязнение*, поскольку загрязненный осадочный материал быстро достигает дна, особенно в прибрежных и мелководных частях водоемов, где в составе илов преобладают груботерригенные и биогенные илы, а затем загрязнение переходит в иловую и наддонную воду. Этому способствуют неустойчивость окислительно-восстановительной и гидродинамической обстановки в донных отложениях и придонном слое вод, особенно в приустьевых зонах моря. По результатам факторного анализа в донных отложениях Днепровско-Бугского лимана оказался фактор загрязнения. Он приводит к накоплению в осадках Pb, Cr, Zn, Cu, Ni, Sn, Co, Ag, обнаруживающих между собой высокую степень корреляции. В наиболее загрязненных участках дна также обнаружены As, Sb, Cd. Отмечены аномальные значения концентрации металлов и биогенных компонентов в составе иловых вод, особенно в районах, которые находятся под влиянием крупных портовых городов.

На примере НПВС показана универсальность разработанной методологии и возможность ее применения как для морских, так и для пресноводных континентальных водоемов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андерсон Т. Введение в статистический анализ. М.: Физматгиз, 1963. С. 141–171.
- Бруевич С.В. Некоторые методы химического исследования грунтов и грунтовых растворов моря. Свердловск: Гидрометиздат, 1944. 30 с.
- Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н. Новые данные о химическом составе иловых вод Черного моря // Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наукова думка, 1974. С. 44–52.
- Валяшко М.Г., Гурский Ю.Н. и др. Роль химического обмена в системе вода–осадок в приустьевой зоне моря в связи с поступлением и трансформацией антропогенных загрязнений // Геохимия природных вод. Л.: Гидрометиздат, 1985. С. 544–557.
- Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Ч. 1. Л.: ОНТИ; Химтеоретиздат, 1933–1936. Вып. 1–3. 562 с.
- Вершинин А.В., Розанов А.Г. Химический обмен на границе вода–дно в океанах и морях. М.: ГЕОС, 2002. 164 с.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.
- Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 450 с.
- Гурский Ю.Н. Проблемы и итоги изучения геохимии морской литогидросферы. Геология морей и океанов. Материалы XXI Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС, 2015. С. 18–22.
- Гурский Ю.Н. Проблемы экологической геохимии. Сообщение 2. Состав литогидросферы и методология экогеохимических исследований // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 61–69.
- Гурский Ю.Н., Знаменская А.С., Крупнов И.И. Методы изучения химического состава иловых вод и осадков в прибрежно-морских районах, подверженных антропогенному воздействию. Геохимическое картографирование техногенных изменений окружающей среды. Вильнюс: ЛИТНИГРИ, 1984. С. 29–30.
- Гурский Ю.Н., Крупнов И.И. Фациально-генетическая зональность иловых вод // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 6. С. 41–57.
- Гурский Ю.Н., Левшенко Т.В. О типах катионного обмена в системе осадок–иловая вода в связи с процессами метаморфизации иловых вод // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 2. С. 3–10.
- Гурский Ю.Н., Лисицын А.П. Геохимические особенности процессов на нижнем этаже маргинального фильтра в системе река–море // Доклады РАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 368–376.
- Гурский Ю.Н., Шевченко В.П. Геохимические особенности иловых вод ЮВ районов Балтийского моря // Геохимия галогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 160–175.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
- Монин А.С., Романкевич Е.А. Проблемы биогеохимии Мирового океана // Тр. биогеохимической лаборатории. Т. 17. М.: Наука, 1979. С. 74–83.
- Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972.
- Эль-Дик М.С., Махмуд С.Х., Гурский Ю.Н. Влияние антропогенных загрязнений на состав вод Восточной гавани Александрии // Океанология. 1990. Т. 30, вып. 3. С. 417–418.
- Nasr S.M., Gursky Ju.N. Chemical composition of the interstitial water in bottom sediments of Tyrrhenian Sea (Western Mediterranean): Diagenetic processes // Sci. Marin. 1990. Vol. 54, N 3. P. 249–255.

Поступила в редакцию
16.11.2016

УДК 504.064.36:550.4:543.427.4

Т.Н. Лубкова¹, Р.А. Митоян², Д.А. Яблонская³

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПЫЛЕВЫХ ВЫПАДЕНИЙ ОТ АВТОМАГИСТРАЛИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОРТАТИВНОГО РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО СПЕКТРОМЕТРА

Пылевые выпадения — один из основных источников загрязнения почв в урболод-шафтах. Показаны возможности использования портативных рентгенофлуоресцентных спектрометров при мониторинге пылевых нагрузок от автомагистрали. Приведены оценки состава выпадений от Московской кольцевой автомобильной дороги в 2011–2015 гг., полученные с использованием портативного анализатора «Thermo Niton XL3t». С учетом имеющихся данных прослежена динамика нагрузки от пыли и токсичных металлов (Zn, Pb, Cu, Ni, Cr, V и Mn) за последние 15 лет.

Ключевые слова: пылевые выпадения, геохимический мониторинг, загрязнение, рентгенофлуоресцентный энергодисперсионный анализ (РФА-ЭД), портативный спектрометр РФА-ЭД.

Dust fallout is one of the major sources of soil pollution in urban landscapes. In this study possibilities of portable X-ray fluorescence spectrometers in dust load monitoring from a highway were shown. The composition of atmospheric dust from the Moscow Ring Road in 2011–2015 years was estimated using Thermo Niton XL3t. Based on available data the variations of the dust and toxic metal loads (e.g. Zn, Pb, Cu, Ni, Cr, V and Mn) were traced over the last fifteen years.

Key words: dust fallout, geochemical monitoring, pollution, energy dispersive X-ray fluorescence analysis (EDXRF), portable EDXRF.

Введение. Пыль, содержащая комплекс токсичных элементов, — приоритетный загрязнитель атмосферного воздуха. Ее осаждение на дневную поверхность приводит к формированию техногенных аномалий в снеговом покрове и почвах; дальнейшая миграция обуславливает негативное воздействие на природные воды, донные отложения и растительность. Существенный вклад в запыленность воздуха городов вносит автотранспорт. Согласно экспертным оценкам [Немчинов и др., 2004] масса продуктов истирания шин и покрытий может достигать 1,6 кг в год на одно автотранспортное средство. Пыль обогащена тяжелыми металлами (Pb, Zn, Cd, Cu, Co, Ni, V, Cr, Mn и др.) — компонентами топлива и каталитических нейтрализаторов выхлопов, которые содержатся в отработанных газах, а также поступают в атмосферу при истирании асфальтобетона и автопокрышек [Транспорт..., 2003].

Оценка пылевых нагрузок позволяет косвенно судить о состоянии атмосферного воздуха и прогнозировать загрязнение депонирующих сред, в первую очередь почв, что представляет важнейшую задачу эколого-геохимических исследований. Необходимость контроля за составом выпадений

и его динамикой обуславливает потребность в экспрессных, но надежных, чувствительных и селективных методах анализа. Всем этим требованиям удовлетворяет рентгенофлуоресцентный энергодисперсионный анализ (РФА-ЭД), рекомендованный в качестве одного из методов для контроля за содержанием металлов в атмосфере городов [РД 52.04.186-89..., 1991].

Широкое использование РФА-ЭД в аналитической практике в заметной степени обусловлено развитием портативных вариантов приборов, которые при экспрессности и низкой стоимости измерений обеспечивают высокую чувствительность и точность при определении широкого спектра химических элементов. Портативные спектрометры давно и успешно применяются для определения состава различных компонентов окружающей среды, включая атмосферные аэрозоли, промышленную и бытовую пыль [Dost, 1996; Clark et al., 1999; Melquiades, Appoloni, 2004].

Родоначальник и безусловный лидер в области создания и производства портативных спектрометров — фирма «Thermo Scientific Niton Analyzers LLC» («Thermo Niton», США), выпустившая в 1994 г. первый в мире портативный

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: tanya_lubkova@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: rmitoyan@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: daria.yablonskaya@gmail.com

рентгенофлуоресцентный анализатор в едином корпусе. В настоящее время подобные спектрометры производят различные ведущие приборостроительные компании («Bruker», «Innov-X Systems», «Oxford Instruments», «Skiray Instrument», «Scientific Instruments» («Научные Приборы»), «Yuzhpolymetal-holding», АО «НИИТФА» и др.).

В статье приведены результаты контроля за составом пылевых нагрузок в районе Московской кольцевой автомобильной дороги (МКАД), полученные с использованием портативного энергодисперсионного спектрометра «Thermo Niton XL3t 900 GOLDD». Исследования проводились в период с 2011 по 2015 г. в рамках мониторинга транспортного загрязнения национального парка Лосиный остров (Москва).

Общие принципы оценки пылевых нагрузок и методы контроля за их составом. Оценка выпадений включает определение их интенсивности (собственно пылевой нагрузки) и химического состава, по результатам которых рассчитываются нагрузки от индивидуальных загрязнителей (P_i , кг/км²·сут, г/км²·сут). Нагрузки характеризуют удельное поступление пыли и содержащихся в ней элементов с твердофазными выпадениями от источника загрязнения (на единицу дневной поверхности в единицу времени).

Традиционный способ оценки пылевой нагрузки — снеговая съемка, позволяющая получить осредненные данные за зимний период [Мониторинг..., 1985]. Контроль за интенсивностью выпадений в летнее время проводят с использованием искусственных пассивных пылесборников. В соответствии с рекомендациями [РД 52.04.186-89...,

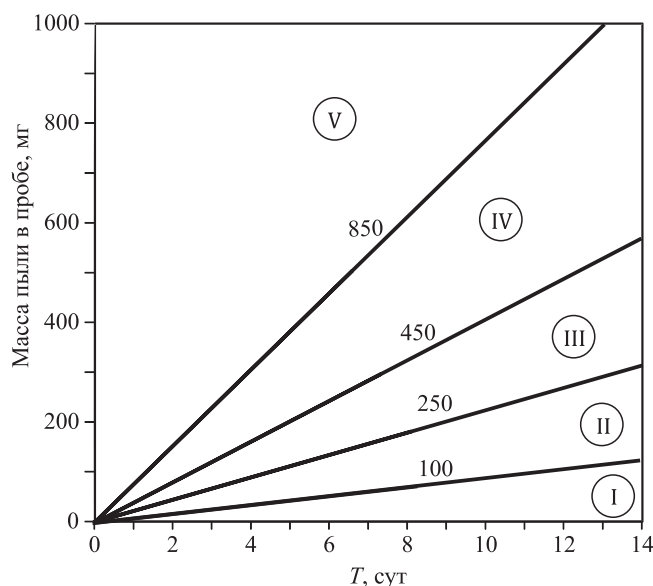


Рис. 1. Диаграмма накопления пыли пассивными пылесборниками в условиях разных значений пылевой нагрузки (опробование с использованием планшетов 0,3×0,3 м). Уровень загрязнения воздуха, по [Методические..., 1990]: I — минимальный, II — низкий, III — средний, IV — высокий, V — очень высокий

1991] обычно применяют специальные планшеты (кюветы размером 0,3–0,5×0,3–0,5 м) или воронки для сбора осадков (диаметр 0,15–0,30 м). Пылесборники устанавливают в местах с непылящим покрытием на высоте 1,5–2 м и более от поверхности земли; длительность экспозиции определяется задачами исследований и при мониторинге обычно составляет 7–10 дней. Масса пыли, полученной по результатам опробования, варьирует в широких пределах в зависимости от нагрузок (рис. 1), но, как правило, не превышает 0,1 г.

Для определения состава атмосферной пыли и аэрозолей (твердых частиц с диаметром <1 мкм, имеющих крайне низкую скорость осаждения) применяют следующие методы анализа: атомно-абсорбционный (ААС); атомно-эмиссионный (АЭС); атомно-эмиссионный с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС); масс-спектрометрический с ИСП (ИСП-МС); рентгеноспектральный (РСА), в том числе рентгенофлуоресцентный (РФА); инструментальный нейтронно-активационный (ИНАА); фотометрический (ФМА); инверсионно-вольтамперометрический (ИВАМ); перспективно также применение лазерной абляции (ЛА). Перечисленные методы отличаются пределами обнаружения, точностью, схемами пробоподготовки и стоимостью. Различные аспекты анализа подробно рассмотрены в отечественных и зарубежных обзорах [Коржова и др., 2011; Wilson et al., 2002].

К безусловным преимуществам неdestructивного метода РФА-ЭД относятся экспрессность, многоэлементность и экономичность, а также возможность повторно анализировать пробы для изучения форм нахождения элементов. Основные сложности связаны с ненасыщенностью для рентгеновского излучения носителей, применяемых для сбора аэрозолей. Кроме того, в отечественной практике отсутствуют стандартные образцы состава пылевых аэрозолей, необходимые для определения градуировочной функции. Проблема решается использованием синтетических образцов, изготовленных с помощью специальных пробоотборников воздуха и генераторов аэрозолей либо полученных высушиванием порций растворов элементов на фильтре, органической пленке и других носителях или осаждением из суспензии на подложку [Ставицкая и др., 2010; Коржова и др., 2011].

Материалы и методы исследований. Национальный парк (НП) Лосиный остров — крупнейший в Московском регионе лесной массив, имеющий статус особо охраняемой природной территории (ООПТ) федерального значения. Общая площадь парка около 12 тыс. га, он расположен на северо-востоке Москвы и прилегающей части Московской области (городские округа Балашиха и Королев, городское поселение Мытищи, Мытищинский и Щелковский районы). Состояние окружающей

среды ООПТ определяется многолетним воздействием объектов промышленного производства и транспортных магистралей. Наибольшее влияние оказывает Московская кольцевая автомобильная дорога (МКАД), пересекающая парк на участке 7,5 км, в меньшей степени — Ярославское и Щелковское шоссе, проходящие вдоль его западной и юго-восточной границ.

С конца 1990-х гг. сотрудники кафедры геохимии МГУ имени М.В. Ломоносова реализуют мероприятия по оценке и прогнозу загрязнения экосистемы. В настоящее время территория парка служит полигоном для проведения учебных практик по эколого-геохимическому картированию и методам эколого-геохимических исследований.

Материалы и методы исследований. В статье приведены результаты мониторинга состава пылевых нагрузок от МКАД в московской части ООПТ, полученные по данным опробования искусственных пылесборников в летние периоды 2011, 2014 и 2015 г.

Профиль опробования приурочен к квартальной просеке, ориентированной под углом 45° к дорожному полотну (в соответствии с принятой ранее схемой [Оценка..., 2000]). Положение профиля в центральной части участка МКАД минимизирует влияние прочих источников воздействия; приблизительно равные высотные отметки дорожного полотна и местности обуславливают незначительное влияние фактора рельефа при миграции загрязняющих веществ. Пылесборники устанавливали на высоте 1,5–1,7 м от дневной поверхности на расстоянии 10, 25, 125 и 425 м от дорожного полотна по профилю (№ 1 — на полосе отчуждения МКАД, № 2 — на границе ООПТ и полосы отчуждения, № 3 и № 4 — собственно на территории парка) (рис. 2). Длительность экспозиции пылесборников составляла 7–14 сут. и включала периоды как сухого осаждения пыли, так и ее вымывания атмосферными осадками.

В лабораторных условиях содержимое пылесборников было отфильтровано через беззольный фильтр «синяя лента» с определением массы взвеси. В связи с высокой долей органического вещества природного происхождения, поступающего в пробы при прохождении осадков через полог леса, для последующих расчетов интенсивности выпадений и анализа их состава проводилось озоление пыли (при 450°C в течение 2 ч.). В среднем зольность составила 74 ± 11 , 64 ± 5 , 32 ± 5 и $13 \pm 2\%$ для пылесборников № 1, 2, 3 и 4 соответственно.

Определение состава пылевых выпадений проводили в спектральной лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с помощью портативного РФА-ЭД спектрометра «Thermo Niton XL3t 900 GOLDD». Прибор состоит из источника рентгеновского излучения, детектора, управляющей электроники и электронного блока питания, скомпонованных в едином корпусе. В лабораторных условиях спектрометр был преобразован в стационарный комплекс с дистанционным управлением через внешний персональный компьютер (ПК) с помощью складного измерительного стенда.

Источник рентгеновского излучения — рентгеновская трубка (материал анода Ag) с подаваемым напряжением до 50 кВ, что позволяет анализировать широкий круг элементов (от Mg до U). Регистратором излучения служит геометрически оптимизированный дрейфовый кремниевый детектор с большой площадью поверхности (25 мм^2), с высокой разрешающей способностью (140 эВ на линии $K\alpha\text{Fe}$) и скоростью счета до 200 000 импульсов в секунду. Охлаждение детектора — термоэлектрическое, на основе эффекта Пельтье. Применение технологии автоматического выбора фильтров первичного излучения (до 4 фильтров) позволяет оптимизировать параметры излучения для достижения максимальной чувствительности для каждого определяемого элемента. Суммарное время анализа составляет не более 2 мин. Встроенная цифровая видеокамера для отображения на экране дисплея площадки измерения с опцией коллиматора (Small Spot) позволяет выполнять точечные измерения отдельных участков проб. Диаметр пятна

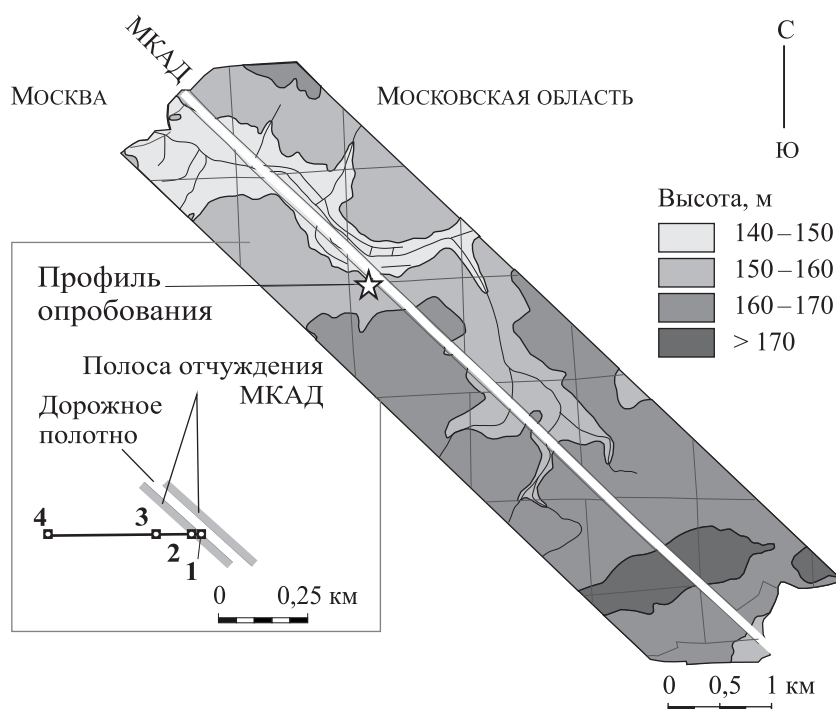


Рис. 2. Схема размещения пунктов установки пылесборников: 1–4 — пункты установки пылесборника и их номера

измерения в режиме Small Spot составляет 1–3 мм (в стандартном режиме — 8 мм) [Спектрометры..., 2009; NITON XL3t 900..., 2010].

Спектрометр оборудован интегрированным высокопроизводительным процессором и цветным (VGA) сенсорным дисплеем; снабжен интерфейсами RS-232, USB и Bluetooth для прямой коммутации печатающего устройства или внешнего ПК. Управляющая электроника обеспечивает автоматическую калибровку детектора и сам процесс измерения. Результаты анализа могут быть загружены на внешний ПК для их дальнейшей обработки. Питание спектрометра осуществляется от литий-ионной аккумуляторной батареи (напряжение 7,4 В, емкость 7,8 А·ч, время работы не менее 6 ч.) или от электрической сети через адаптер питания.

Прибор первично градуирован производителем применительно к анализу различных по составу материалов в нескольких режимах измерения, использующих соответствующие методы обработки спектров. Метод фундаментальных параметров применяется в режиме диагностики состава проб с высоким содержанием металлов (0, n – n ·10%, руды, шлаки, концентраты и т.д.), алгоритм нормализации по Комптону — в режиме анализа проб с относительно низким содержанием элементов (<1%, почвы, рыхлые отложения и др.). Программное обеспечение предполагает возможность создания пользовательских калибровок в рамках указанных режимов по серии стандартных образцов с наиболее близким к анализируемым пробам составом матрицы.

Методика РФА-ЭД. В пробах пыли определяли Zn, Pb, Cu, Ni, Cr, V и Mn, которые являются потенциальными загрязнителями почв при аккумуляции атмосферных выпадений (Zn, Pb — 1-й класс опасности для почв; Cu, Ni, Cr — 2-й класс опасности; V и Mn — 3-й класс опасности в соответствии с [ГОСТ 17.4.1.02-83]). Чувствительность спектрометра по указанным элементам удовлетворяет требованиям к анализу атмосферной пыли; пределы обнаружения, заявленные производителем, варьируют в зависимости от состава матрицы и составляют (мг/кг): Pb 5–10; Zn 10–15; Cu 15–20; V 15–35; Ni, Cr 25–50; Mn 25–75.

Анализ проб пыли проводили в тонком слое в режиме пользовательских настроек с предварительной градуировкой спектрометра по серии искусственных стандартных образцов, полученных осаждением на подложку из суспензий, изготовленных в соответствии с [РД 52.04.186-89..., 1991] из материала государственных стандартных образцов (ГСО) состава почв, которые характеризуются сходной с пылью силикатной матрицей. Для определения градуировочной функции использованы образцы почвы дерново-подзолистой супесчаной (комплект СДПС — ГСО 2498-83, 2499-83, 2500-83), краснозема (комплект СКР —

ГСО 2501-83, 2502-83, 2503-83), серозема карбонатного (комплект ССК — ГСО 2504-83, 2505-83, 2506-83). В градуировочную выборку также были добавлены ГСО донных отложений СДО-1 (ГСО ООПЕ101), СДО-2 (ГСО ООПЕ201), СДО-3 (ГСО ООПЕ401). Коррекция аналитического сигнала в области фона выполнена по данным анализа порошка SiO₂ (чистота 99,995%).

Анализ проб стандартных образцов и пыли проводили для навесок массой 25 мг, которые, с одной стороны, удовлетворяют условию однородности ГСО, а с другой — позволяют оценивать состав выпадений при низких пылевых нагрузках. Навеску растирали с 1 мл 1%-го раствора глицерина в C₂H₅ОН (глицерин использовался для предотвращения деформации поверхности пробы при высушивании). Затем с помощью дозатора полученную суспензию переносили в полипропиленовые кюветы для РФА ($d=15$ мм) на подложку из майлара (толщина пленки 4 мкм) и при $t=75\pm 5$ °С доводили до воздушно-сухого состояния. В связи с возможной неоднородностью проб измерение каждого образца проводили 4-кратно — в первоначально зафиксированном положении и при 90°, 180° и 270° относительно него, с последующим расчетом средних значений. Данные осредняли с учетом результатов статистического Q-теста для доверительной вероятности $P=0,9$ [Фритц, Шенк, 1978].

Повторный анализ ГСО в режиме пользовательских настроек показал близость результатов РФА-ЭД к аттестованным концентрациям (рис. 3), отклонения от которых не превышают абсолютной погрешности определения содержания элементов в стандартах. Отсутствие систематической ошибки было подтверждено в ходе контроля правильности с использованием стандартного образца состава загрязненной почвы CRM BAM-U110 (Германия) (табл. 1). Случайная ошибка анализа (относительное стандартное отклонение параллельных результатов измерений пыли, $n=4$) варьировала в диапазоне 3–16% (в среднем 9% для рассматриваемых элементов), что удовлетворяет требованиям нормативных документов (менее 30% согласно [РД 52.04.186-89..., 1991]).

Таблица 1

Результаты анализа стандартного образца CRM BAM-U110

Элемент	Аттестовано, мг/кг	Найдено, мг/кг ($n=4$, $P=0,9$)
Zn	1000±50	1028±16
Pb	197±14	205±19
Cu	263±12	267±19
Ni	101±5	107±14
Cr	230±13	225±21
V	68±8*	65±5
Mn	621±20	640±80

* В соответствии с [CRM BAM-U110..., 2006] для V приведены ориентировочные значения содержания.

Таблица 2

Пылевые нагрузки в районе МКАД в летний период (кг/км²·сут)

Номер пункта опробования	Расстояние от полотна МКАД по профилю опробования	Год			
		2001*	2011	2014	2015
1	10 м (полоса отчуждения МКАД)	424	373	396	238
2	25 м (граница ООПТ)	251	222	236	144
3	125 м (территория ООПТ)	100	82	99	94
4	425 м (территория ООПТ)	50	44	51	48

* Данные предшествующих исследований [Лубкова, 2007].

Результаты исследований и их обсуждение.

Согласно проведенным расчетам интенсивность пылевых выпадений монотонно убывает при удалении от дорожного полотна; низкий уровень загрязнения атмосферного воздуха превышен только на полосе отчуждения МКАД. Пылевые нагрузки в 2011–2014 гг. оказались близки к оценкам за 2001 г. [Лубкова, 2007] и составили (кг/км²·сут): на полосе отчуждения в 10 м от дорожного полотна — 384±11; на границе ООПТ и полосы отчуждения в 25 м от полотна — 229±7; на территории парка в 125 и 425 м от полотна по профилю — 90±9 и 48±4 соответственно (табл. 2).

В летний период 2015 г. в связи с активным проведением мероприятий по обеспыливанию дорожного полотна интенсивность пылевых выпадений на полосе отчуждения МКАД и на гра-

нице ООПТ значительно снизилась — в среднем в 1,6 раз (до 238 и 144 кг/км²·сут соответственно). Сохранение нагрузок в более удаленных частях парка на прежнем уровне (94 и 48 кг/км²·сут в 125 и 425 м от полотна по профилю соответственно) может свидетельствовать о заметном вкладе региональных выпадений.

Анализ пыли позволил выявить общие пространственно-временные закономерности состава атмосферных выпадений в районе МКАД и оценить степень их обогащения токсичными металлами относительно почв, потенциальными загрязнителями которых они являются (табл. 3, рис. 4).

В явном виде влияние автомагистрали ожидаемо сказывается на распределении Zn. Концентрация элемента в пылевых выпадениях монотонно убывает при удалении от дорожного полотна и тесно коррелирует с их интенсивностью ($r=0,88$ при $r_{5\%}=0,576$ для $n=12$), что свидетельствует о преимущественном переносе цинка в составе крупнодисперсной пыли, образующейся при истирании автопокрышек.

По оценкам 2011, 2014 гг. содержание цинка в выпадениях фактически одинаково и составляет 1660±29 мг/кг на полосе отчуждения МКАД, 1439±24 мг/кг на границе ООПТ, 1207±32 мг/кг и 597±28 мг/кг в 125 м и 425 м от полотна по профилю соответственно. Сравнительный анализ пылевых выпадений и почв свидетельствует о значительном обогащении пыли цинком (в 10–30 раз, табл. 3), что с учетом высокой токсичности элемента (1-й класс опасности для почв) определяет его потенциальную опасность.

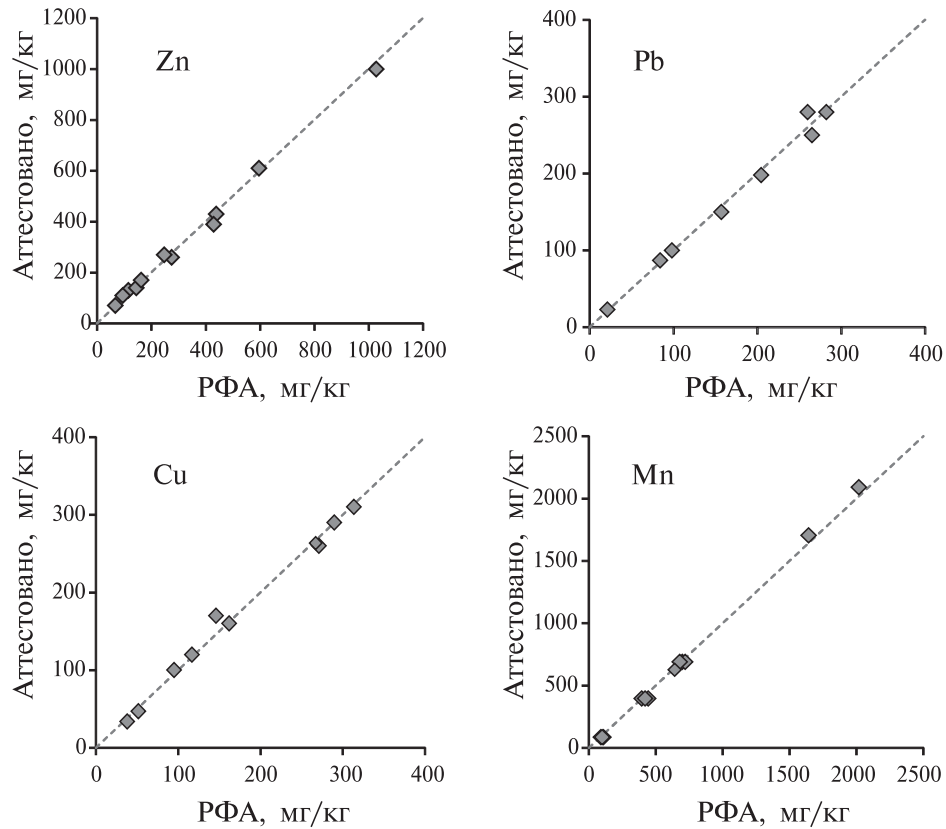


Рис. 3. Результаты определения Zn, Pb, Cu и Mn в стандартных образцах методом РФА-ЭД (анализ в тонком слое в режиме пользовательских настроек)

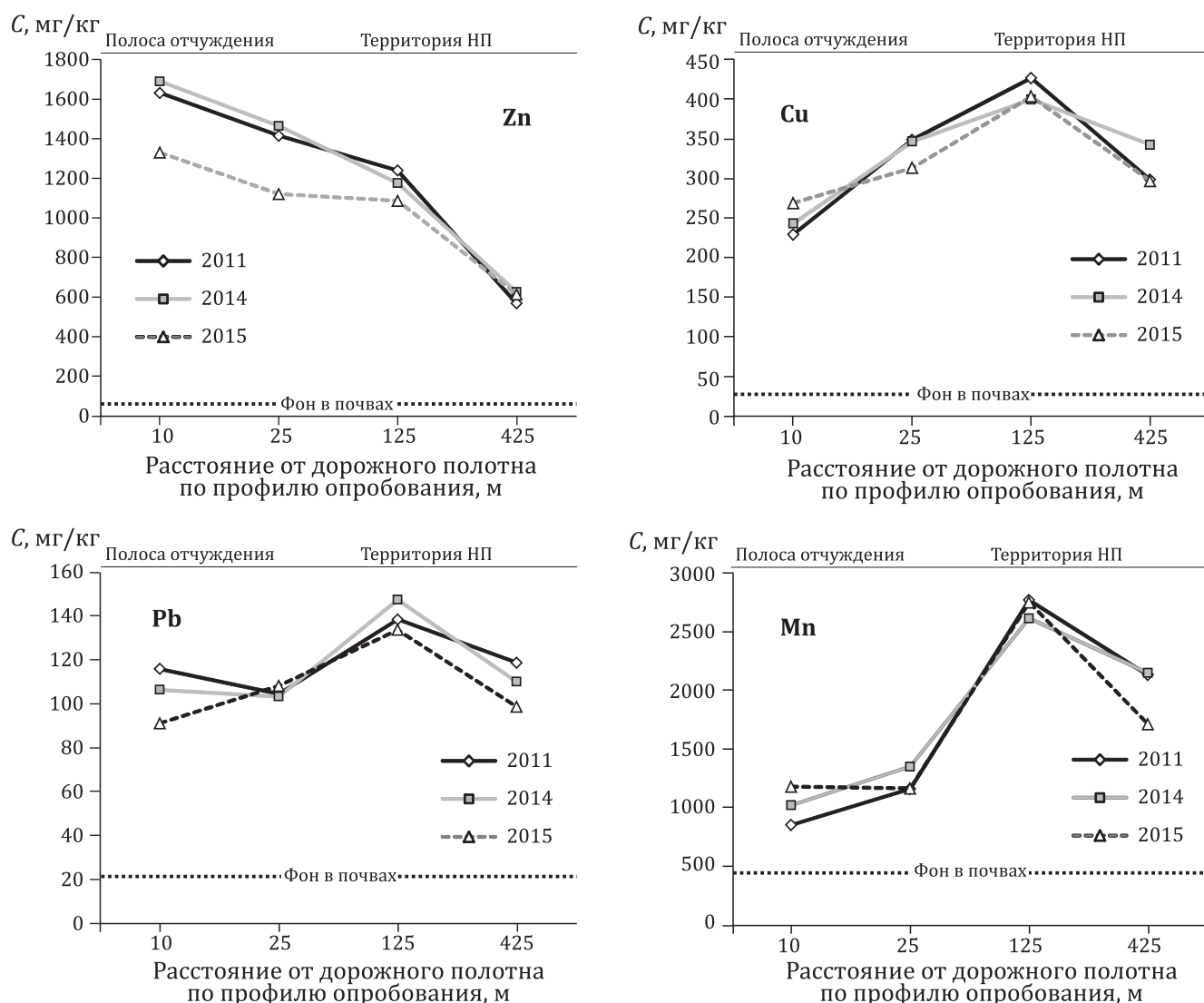


Рис. 4. Графики содержания Zn, Pb, Cu и Mn в пылевых выпадениях в районе МКАД (по данным РФА-ЭД)

Анализ динамики состава (рис. 5) показал, что вследствие увеличения транспортной нагрузки концентрация цинка в пыли 2011–2014 гг. заметно возросла (в среднем в 1,6 раза по сравнению с 2001 г.), что привело к повышению интенсивности его выпадения на полосе отчуждения МКАД и в приграничной части ООПТ (рис. 6).

В 2015 г. в связи с реализацией мероприятий по обеспыливанию дорожного полотна отмечено уменьшение концентрации цинка в пыли вблизи автомагистрали (на 20% по сравнению с 2011–2014 гг.), что в совокупности со снижением пылевой нагрузки обеспечило резкое сокращение поступления загрязнителя до уровня начала 2000-х гг.

Отметим, что, несмотря на эффективность принятых мер, нагрузки цинка в приграничной части ООПТ до 5 раз превышают средние значения этого показателя, ранее установленные для парков и лесопарков Московского региона [Черных, Сидоренко, 2003].

Максимальные значения концентрации Pb, Cu и Mn в пылевых выпадениях наблюдаются на

Таблица 3

Химический состав атмосферной пыли и степень ее обогащения элементами-загрязнителями относительно фона почв

Элемент	Фон в почвах, мг/кг*	Содержание элементов в атмосферной пыли, мг/кг**			Степень обогащения пыли элементами
		2011 г.	2014 г.	2015 г.	
Zn	58	$\frac{568-1631}{1213}$	$\frac{625-1689}{1238}$	$\frac{613-1329}{1037}$	10–29
Pb	21	$\frac{104-138}{119}$	$\frac{103-147}{117}$	$\frac{91-133}{108}$	4–7
Cu	27	$\frac{229-427}{326}$	$\frac{243-400}{333}$	$\frac{269-404}{329}$	8–16
Ni	23	$\frac{122-133}{127}$	$\frac{111-136}{126}$	$\frac{119-136}{129}$	5–6
Cr	33	$\frac{130-159}{142}$	$\frac{131-152}{145}$	$\frac{135-157}{150}$	4–5
V	63	$\frac{113-130}{121}$	$\frac{120-135}{127}$	$\frac{118-128}{123}$	~2
Mn	440	$\frac{850-2770}{1730}$	$\frac{1120-2635}{1750}$	$\frac{1163-2750}{1700}$	2–6

* [Оценка..., 2000], ** — над чертой — минимальное и максимальное значения содержания, под чертой — среднее значение ($n=4$).

некотором удалении от МКАД, что обусловлено сорбцией этих элементов, входящих в состав каталитических нейтрализаторов и присадок к топливу, из парогазовой фазы на тонкодисперсной пыли. В связи с этим содержание свинца и меди в выпадениях в 125 м от дорожного полотна оказывается в 1,3–1,7 раза выше, чем непосредственно у полотна, марганца — в 2,7 раза (рис. 4).

Временные вариации содержания элементов в пыли в 2011–2015 гг. не выявлены. В настоящее время значения концентрации Pb и Mn в пылевых выпадениях в среднем в 4–6 раз превышают фон почв, Cu — в 12 раз.

С начала 2000-х гг. в связи с запретом на использование этилированного бензина (согласно Федеральному закону № 34-ФЗ от 22.03.2003) содержание свинца в пылевых выпадениях заметно уменьшилось (в 1,7 раза по сравнению с 2001 г. — до 115 мг/кг). В то же время концентрация меди и марганца, органические соединения и соли которых разрешены в качестве альтернативы антидетонационным алкилсвинцовым присадкам, а также используются для снижения содержания несгоревших частиц в дизельном топливе, увеличилась в среднем в 1,3 раза (до 330 и 1740 мг/кг соответственно) (рис. 5).

Наличие концентрационных максимумов свинца, меди и марганца на удалении от дорожного полотна обуславливает в целом более сглаженный по сравнению с пылью характер убывания элементных нагрузок (рис. 6). Снижение интенсивности пылевых выпадений в 2015 г. привело к заметному уменьшению поступления загрязнителей вблизи автомагистрали и как следствие к выполаживанию кривых нагрузок для Pb и Cu, к формированию двугорбого распределения Mn, максимумы которого соответствуют интервалам осаждения элемента с крупно- и тонкодисперсной пылью.

В настоящее время максимальные нагрузки меди и марганца на территории ООПТ в 3–5 раз выше имеющихся оценок для лесопарковых зон Московского региона, свинца — ниже средних значений этого показателя.

По данным РФА-ЭД Ni, Cr и V характеризуются незначительными пространственно-временными вариациями содержания в атмосферной пыли (табл. 3), при этом оценки средних значений концентрации элементов хорошо согласуются с результатами анализа пылевых выпадений, опробованных в 2001 г. (рис. 5). Полученные данные позволяют говорить об отсутствии заметного изменения состава пыли вблизи МКАД по указанным элементам и устойчивости оценок на долгосрочный период. Этот факт в свою очередь свидетельствует о под-

чиненной роли автотранспорта в поступлении элементов с выпадениями, обогащение которых по сравнению с почвами (Ni, Cr в 4–6 раз, V в 2 раза, табл. 3) может быть обусловлено повышенной сорбционной способностью пыли и влиянием региональных техногенных источников. Максимальные нагрузки этих элементов на территории ООПТ, наблюдаемые в ее приграничной части, в 3–4 раза выше, чем в среднем для лесопарковых зон; поступление металлов в удаленных частях парка (в 425 м от дорожного полотна по профилю опробования) соответствуют имеющимся региональным оценкам.

Заключение. Исследования показали, что РФА-ЭД с применением портативного спектрометра «Thermo Niton XL3t», с учетом простоты его использования и экспрессности, можно успешно применять для оценки и контроля за составом пылевых выпадений, аккумуляция которых может приводить к загрязнению почвенного покрова. Чувствительности анализа достаточно для определения в атмосферной пыли содержания элементов 1–3-го классов опасности для почв (Zn, Pb, Cu, Ni, Cr, V и Mn). Случайная ошибка измерений, выполненных в режиме пользовательских настроек с контролем правильности РФА-ЭД, варьирует в диапазоне 3–16%, что удовлетворяет требованиям нормативных документов.

Анализ атмосферных выпадений, проведенный в рамках мониторинга транспортного загрязнения от МКАД в НП Лосиный остров, позволил оценить пространственно-временную динамику состава атмосферной пыли и поступления с ней токсичных металлов на почвенный покров на долгосрочный период (с 2001 по 2015 г.). Полученные результаты свидетельствуют об увеличении в пылевых выпадениях содержания цинка, меди и марганца (в 1,3–1,6 раза за последние 10–15 лет) при снижении концентрации свинца в связи с запретом на использование этилированного бензина (в среднем в

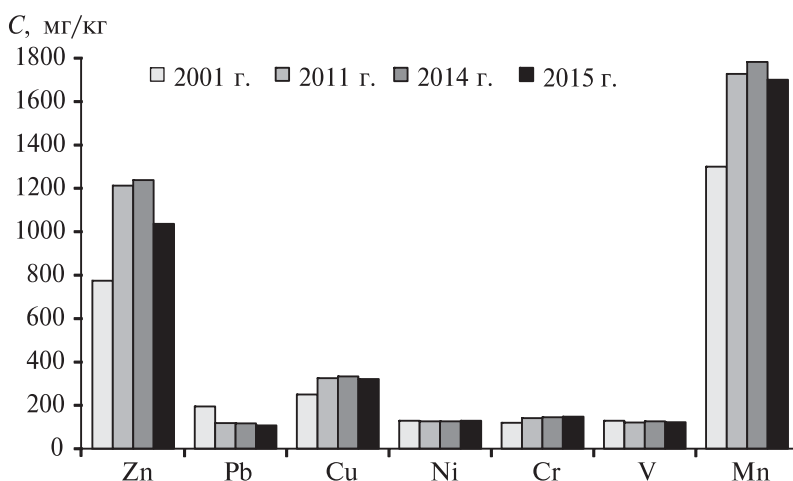


Рис. 5. Динамика величин среднего содержания элементов в пылевых выпадениях около МКАД (после озеленения): 2001 г. — полуколичественный АЭС метод анализа [Лубкова, 2007], 2011–2015 гг. — метод РФА-ЭД с использованием «Thermo Niton XL3t900 GOLDD»

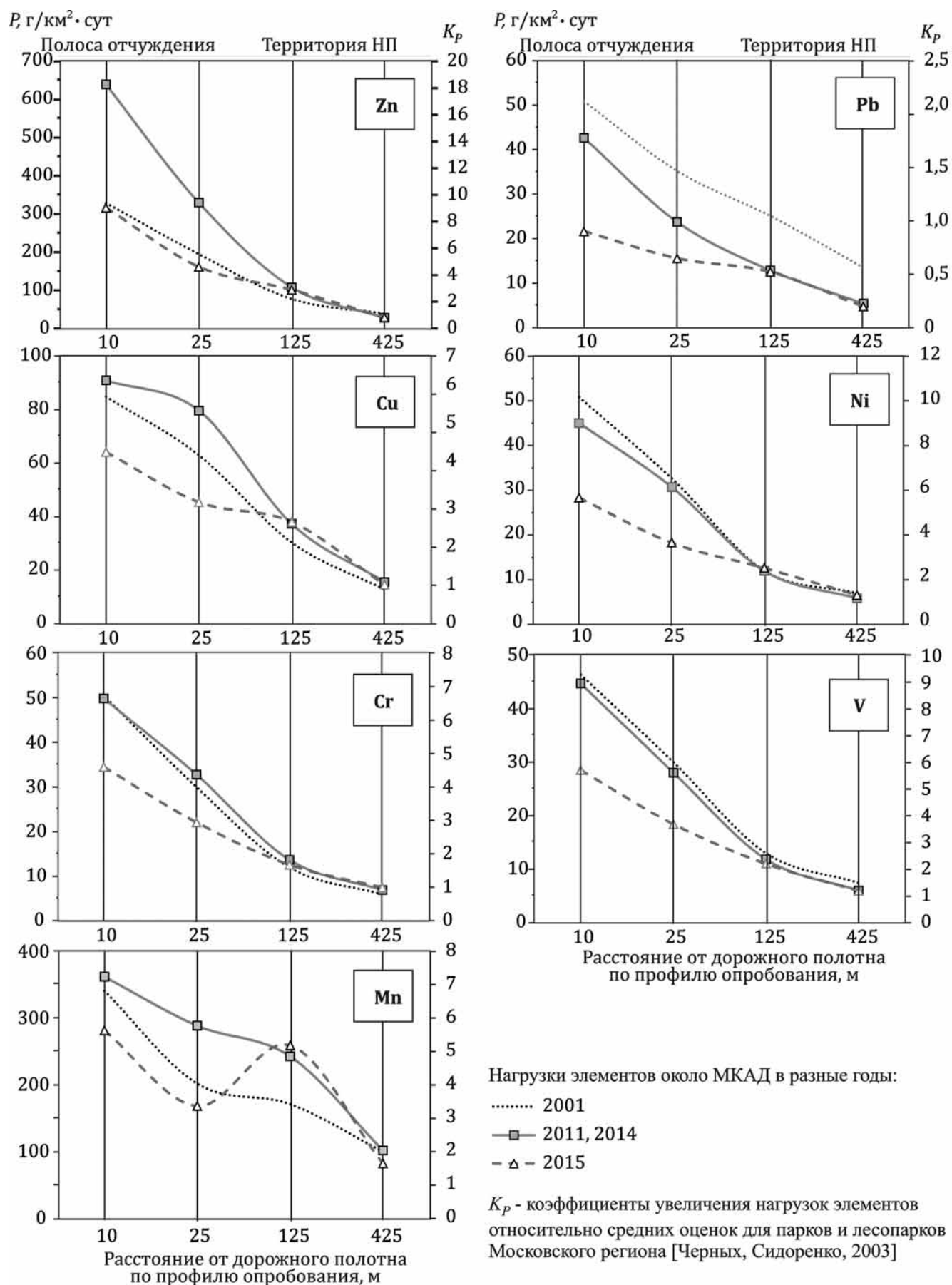


Рис. 6. Графики нагрузки элементов-загрязнителей в районе МКАД (K_p — коэффициент увеличения нагрузки элементов относительно средних оценок для парков и лесопарков Московского региона, по [Черных, Сидоренко, 2003])

1,7 раза). Отсутствие пространственно-временных вариаций для содержания никеля, хрома и ванадия позволяет говорить о подчиненной роли автотранспорта в поступлении этих элементов.

Распределение нагрузок металлов в целом определяется интенсивностью пылевых выпадений, снижение которой при обеспыливании дорожного полотна обуславливает пропорцио-

нальное сокращение поступления элементов-загрязнителей непосредственно вблизи автомагистрали. Наиболее эффективны эти мероприятия для уменьшения нагрузок цинка, значительное обогащение которым пылевых выпадений (в 10–30 раз по сравнению с почвами) с учетом высокой токсичности элемента определяет его потенциальную опасность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГОСТ 17.4.1.02-83. Охрана природы. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения. М.: Стандартиформ, 2008. 4 с.

Коржова Е.Н., Кузнецова О.В., Смагунова А.Н., Ставицкая М.В. Определение неорганических загрязнителей в аэрозолях воздуха // Журн. аналитической химии. 2011. Т. 66, № 3. С. 228–246.

Лубкова Т.Н. Оценка и прогноз техногенного загрязнения локальных экосистем химическими элементами на основе балансовых расчетов: Автореф. канд. дисс. М., 2007. 28 с.

Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. М.: ИМГРЭ, 1990. 6 с.

Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 181 с.

Немчинов М.В., Систер В.Г., Силкин В.В. Охрана окружающей природной среды при проектировании и строительстве автомобильных дорог: Учеб. пособие. М.: Изд-во Ассоциации строительных вузов, 2004. 240 с.

Оценка геохимического загрязнения Национального парка «Лосиный остров». М.: Прима-Пресс-М, 2000. 111 с.

РД 52.04.186-89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. М.: Госкомгидромет СССР, 1991. 693 с.

Спектрометры рентгенофлуоресцентные моделей NITON XL2, XL3t. Приложение к свидетельству об утверждении типа средств измерений (Регистрационный № 43722-10). ГЦИ СИ ФГУП «ВНИИМ имени Д.И. Менделеева», 2009. URL: <http://dp.vniims.ru/TSI/829D-047F162010FD.pdf> (дата обращения: 19.01.2012).

Ставицкая М.В., Коржова Е.Н., Смагунова А.Н. Разработка методики рентгенофлуоресцентного определения металлов в аэрозолях // Журн. аналитической химии. 2010. Т. 65, № 12. С. 1274–1282.

Транспорт и окружающая среда: Учебник. Минск: Технопринт, 2003. 262 с.

Фритц Дж., Шенк Г. Количественный анализ. М.: Мир, 1978. 558 с.

Черных Н.А., Сидоренко С.Н. Экологический мониторинг токсикантов в биосфере. М.: Изд-во РУДН, 2003. 430 с.

Clark S., Menrath W., Chen M. et al. Use of a field portable X-Ray Fluorescence analyzer to determine the concentration of lead and other metals in soil samples // Ann Agric Environ Med. 1999. Vol. 6. P. 27–32.

CRM BAM-U110. Contaminated soil. Certificate of Analysis. BAM. Berlin, 2006. URL: http://www.bam.de/de/rm-certificates_media/rm_cert_environment/bam_u110de.pdf (дата обращения: 16.10.2013).

Dost A.A. Monitoring surface and airborne inorganic contamination in the workplace by a field portable X-ray fluorescence spectrometer // Ann. Occup. Hyg. 1996. Vol. 40, N 5. P. 589–610.

Melquiades F.L., Appoloni C.R. Application of XRF and field portable XRF for environmental analysis // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2004. Vol. 262, N 2. P. 533–541.

NITON XL3t 900 Analyzer with GOLDD Technology. User's Guide, vers. 6.5. Thermo Fisher Scientific Inc., Billerica, MA. 2010. P. 289.

Wilson W.E., Chow J.C., Claiborn C. et al. Monitoring of particulate matter outdoors // Chemosphere. 2002. Vol. 49. P. 1009–1043.

Поступила в редакцию
16.11.2016

УДК 553.2: 553.491.8:

Р.С. Паламарчук¹, С.Ю. Степанов², Д.А. Ханин³, А.В. Антонов⁴

ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВНЫХ ХРОМИТИТОВ ИОВСКОГО ДУНИТОВОГО ТЕЛА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Впервые полноценно охарактеризованы минералы платиновой группы из массивных хромититов Иовского дунитового тела (Северный Урал). Хромититы сложены хромшпинелидами с повышенным относительно хромшпинелидов из других зональных клинопироксенит-дунитовых массивов содержанием Cr_2O_3 , но их состав укладывается в тренд, характерный для дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Минералы платиновой группы, в частности Pt–Fe твердые растворы, обнаружены в хромититах или непосредственно в хромшпинелидах в виде индивидов и агрегатов со сложным некристаллографическим обликом, реже с идиоморфным кубическим габитусом. По составу Pt–Fe минералы отвечают стехиометрии железистой платины (Pt_2Fe) и изоферроплатины (Pt_3Fe). Широко распространены минералы изоморфного ряда тетраферроплатина–туламинит–никельферроплатина. Таким образом, платинометалльное оруденение Иовского дунитового тела обладает характерными признаками для клинопироксенит-дунитовых массивов Урала.

Ключевые слова: коренная платиноидная минерализация, Иовское дунитовое тело, Конжаковский массив, клинопироксенит-дунитовые массивы, изоферроплатина, туламинит, никельферроплатина, ирарсит.

In the current work, the platinum group minerals of massif chromitites of Iov dunite massif are firstly fully characterized. Chromitites are composed of chromian spinel with increased in comparison with chromian spinel from other zoned clinopyroxenite-dunite massifs contents of Cr, but their composition keeps within trend of dunite-clinopyroxenite-gabbro magmatic formation. PGE minerals, and in particular Pt–Fe solid solutions, are found in chromitites or directly in chromian spinel as distinct crystals or aggregates of irregular non-crystallographic habit and rarely with euhedral cubic habit. Composition of Pt–Fe minerals corresponds to stoichiometry of ferroan platinum (Pt_2Fe) and isoferroplatinum Pt_3Fe . Minerals of isomorphous system tetraferroplatinum–tulameenite–nickelferroplatinum are widely developed. Thus, platinum mineralization of Iov dunite massif has typical features of clinopyroxenite-dunite complexes of Urals.

Key words: platinum mineralization, Iov's dunite massif, Konzhakovskiy massif, clinopyroxenite–dunite massif, isoferroplatinum, tulameenite, nickelferroplatinum, irarsit.

Введение. Иовское дунитовое тело расположено на севере Свердловской области, в 50 км на запад от г. Карпинск, и входит в состав Тылай-Конжаковского (далее Конжаковского) массива. Впервые геологическое строение Иовского дунитового тела описано Л. Дюпарком в ходе геологических изысканий на Урале [Duparc, 1902]. Детальная петрографическая характеристика Конжаковского массива в целом и Иовского тела в частности дана в работах А.А. и Л.П. Ефимовых [Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984], а также О.К. Иванова [Иванов, 1997]. В 1978 г. В.С. Шаршовым и С.М. Гордеевым выполнены буровые и геологосъемочные работы в масштабе 1:2000. Позже О.К. Ивановым и В.А. Пономаревым проводились геологосъемочные работы в масштабе 1:5000. Несмотря на изученность массива с точки зрения

петрографического состава и геолого-структурного положения, данные о минералах платиновой группы (МПГ), за исключением единичных анализов [Лазаренков и др., 1982; Garuti et al., 2002], отсутствуют, что обуславливает актуальность работы.

Цель работы — максимально полно охарактеризовать минералы платиновой группы из массивных хромититов Иовского дунитового тела. Нами описаны хромшпинелидовые сегрегации в составе дунитов, а также изучены морфологические особенности и химический состав МПГ. Полученные результаты сопоставлены с данными о хромит-платиновом оруденении Юдинского дунитового тела [Garuti et al., 2002; Zaccarini et al., 2011], а также Нижнетагильского, Вересовоборского, Светлоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов [Толстых и

¹ Санкт-Петербургский Горный университет, геологоразведочный факультет, кафедра геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, студент; *e-mail*: palamarchuk22@yandex.ru

² Санкт-Петербургский Горный университет, геологоразведочный факультет, кафедра геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, аспирант; *e-mail*: stepanov-1@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, техник; Институт экспериментальной минералогии РАН, мл. науч. с.; *e-mail*: mamontenok49@yandex.ru

⁴ Всероссийский геологический институт имени А.П. Карпинского, ст. науч. с.; *e-mail*: avlanaa@yandex.ru

др., 2011; Малич и др., 2015]. Юдинское тело, как и Иовское, относится к конжаковскому комплексу. Остальные упомянутые массивы входят в состав качканарского комплекса Среднего Урала.

Материалы и методы исследований. Фактический материал для исследований представлен образцами, отобранными при проведении полевых работ. Хромшпинелидовые сегрегации в дунитах Иовского тела опробованы штучным методом (общее число проб 47). Из штучных проб изготовлены препараты для микроскопического изучения (аншлифы и полированные шлифы). С целью извлечения представительной выборки минералов платиновой группы из хромититов взято 6 крупнообъемных проб массой по 50 кг каждая. Пробы были раздроблены до фракции <1 мм и обогащены с использованием центробежного концентратора КР-400. Из полученного искусственного шлиха зерна МПГ извлекались методом отдувки. Морфологические особенности зерен

изучены авторами с использованием растровых сканирующих электронных микроскопов «JSM-6390LV» (ИГиГ УрО РАН) и «CamScan MX2500» (ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик А.В. Антонов), оборудованным энергодисперсионным спектрометром «Link Pentafet» с литий-кремниевым детектором площадью 10 мм² и разрешительной способностью 138 эВ. На последнем спектрометре также изучали химический состав хромшпинелидов (табл. 1). Условия проведения микроанализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, рабочее расстояние 35 мм, величина тока зонда (на цилиндре Фарадея) 0,5 нА. Оптимизация для количественных вычислений проводилась по химически чистому кобальту каждые 2 часа. В качестве стандартов использованы аттестованные природные и синтетические материалы. Химические составы МПГ (табл. 2) определяли на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax SX50» (кафедра минералогии геологического факультета МГУ имени М.В. Ло-

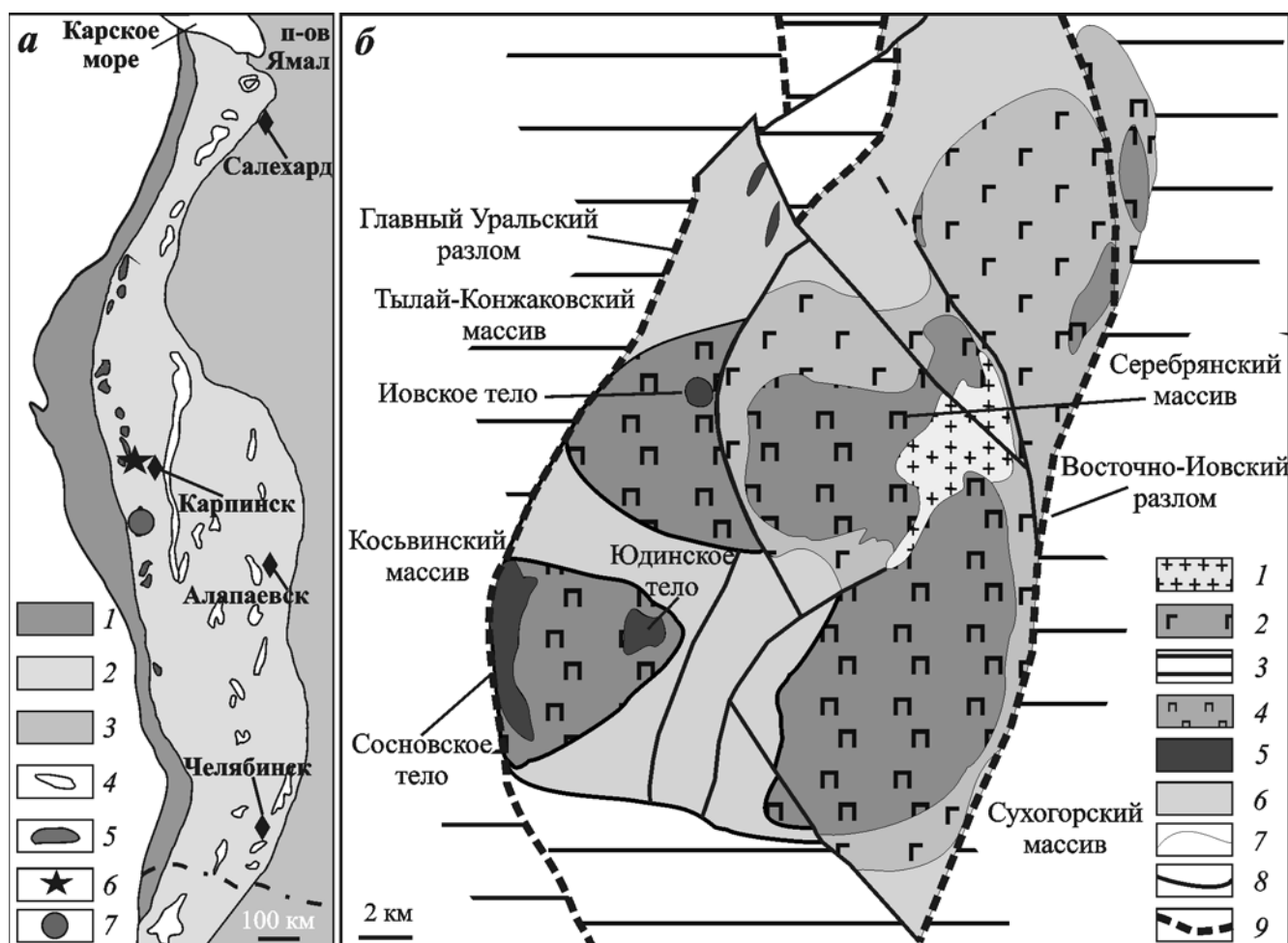


Рис. 1. Схема размещения ультрабазитовых поясов Урала (а), по [Гурская, 1997] с обобщениями: 1 — центральное Уральское поднятие; 2 — палеозойские образования Уральской складчатой системы; 3 — осадочный чехол Западно-Сибирской платформы; 4 — массивы Платиноносного пояса Урала; 5 — офиолитовые массивы Урала; 6 — положение Конжаковского клинопироксенит-дунитового массива; 7 — положение клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала; схема Конжаковского тектонического блока (б), составлена на основе ГК-200, лист О-40-VI с дополнениями и обобщениями: 1 — граниты иовского комплекса; 2 — габбро-нориты тагил-кытлымского комплекса; 3 — породы вейской и пальничинской свит; 4, 5 — породы конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: 4 — габбро и клинопироксениты второй фазы, 5 — дуниты первой фазы; 6 — породы белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса; 7 — границы геологических тел; 8 — второстепенные разломы; 9 — главные разломы

Таблица 1

Состав хромшпинелидов из массивных хромититов Иовского дунитового тела, масс.%

Номер п/п	Состав							Сумма	Формула
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO		
1	—	7,79	56,61	8,06	16,92	0,56	11,20	101,14	(Mg _{0,56} Fe _{0,43}) _{0,98} (Cr _{1,48} Fe _{0,22} Al _{0,30} Mn _{0,02}) _{2,02} O ₄
2	0,43	7,88	56,57	8,08	16,94	—	11,39	101,28	(Mg _{0,56} Fe _{0,45}) _{1,01} (Cr _{1,48} Fe _{0,20} Al _{0,31} Ti _{0,01}) _{2,00} O ₄
3	0,37	7,10	57,07	8,85	15,63	—	11,64	100,66	(Mg _{0,58} Fe _{0,43}) _{1,01} (Cr _{1,50} Al _{0,28} Fe _{0,21} Ti _{0,01}) _{2,00} O ₄
4	0,48	7,94	55,82	8,70	16,23	0,61	11,37	101,15	(Mg _{0,56} Fe _{0,43}) _{0,99} (Cr _{1,46} Fe _{0,21} Al _{0,31} Mn _{0,02} Ti _{0,01}) _{2,01} O ₄
5	—	5,15	61,61	6,43	16,11	0,66	10,67	100,63	(Mg _{0,54} Fe _{0,44}) _{0,98} (Cr _{1,64} Fe _{0,15} Al _{0,21} Mn _{0,02}) _{2,02} O ₄
6	—	6,91	59,23	6,65	16,52	0,72	11,01	101,04	(Mg _{0,55} Fe _{0,43}) _{0,98} (Cr _{1,56} Fe _{0,17} Al _{0,27} Mn _{0,02}) _{2,02} O ₄
7	0,40	6,91	58,48	7,48	16,38	—	11,55	101,20	(Mg _{0,57} Fe _{0,44}) _{1,01} (Cr _{1,53} Fe _{0,18} Al _{0,27} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
8	0,49	7,65	57,30	7,77	16,65	—	11,09	100,95	(Mg _{0,55} Fe _{0,46}) _{1,01} (Cr _{1,50} Fe _{0,17} Al _{0,30} Ti _{0,01}) _{1,98} O ₄
9	0,40	7,42	56,82	8,52	15,70	0,58	11,45	100,89	(Mg _{0,57} Fe _{0,42}) _{0,99} (Cr _{1,49} Fe _{0,20} Al _{0,29} Mn _{0,02} Ti _{0,01}) _{2,01} O ₄
10	0,45	7,43	55,28	10,37	14,30	0,83	11,10	99,76	(Mg _{0,56} Fe _{0,43}) _{0,99} (Cr _{1,46} Fe _{0,22} Al _{0,29} Mn _{0,02} Ti _{0,01}) _{2,00} O ₄
11	0,27	7,15	57,20	8,54	16,43	—	10,81	100,40	(Mg _{0,54} Fe _{0,46}) _{1,00} (Cr _{1,51} Fe _{0,19} Al _{0,28} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
12	0,45	7,07	56,94	9,15	15,57	—	10,66	99,84	(Mg _{0,54} Fe _{0,47}) _{1,01} (Cr _{1,52} Fe _{0,18} Al _{0,28} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
13	—	6,13	60,19	6,45	17,03	0,62	10,58	101,00	(Mg _{0,53} Fe _{0,45}) _{0,98} (Cr _{1,60} Fe _{0,16} Al _{0,24} Mn _{0,02}) _{2,02} O ₄
14	0,35	7,70	56,89	8,02	16,81	0,00	11,47	101,24	(Mg _{0,57} Fe _{0,44}) _{1,01} (Cr _{1,48} Fe _{0,20} Al _{0,30} Ti _{0,01}) _{1,99} O ₄
15	0,52	7,72	55,91	8,94	15,76	0,82	11,20	100,87	(Mg _{0,56} Fe _{0,43}) _{0,99} (Cr _{1,47} Fe _{0,21} Al _{0,30} Mn _{0,02} Ti _{0,01}) _{2,01} O ₄

Примечание. Химические формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения.

Таблица 2

Состав МПГ из массивных хромититов Иовского дунитового тела, масс.%

Номер п/п	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Co	Ni	Cu	Sb	ΣЭПГ	Σ	Формула минерала
1	—	—	0,92	87,98	0,94	8,55	—	0,42	0,87	—	89,84	99,68	(Pt _{2,83} Rh _{0,06} Pd _{0,05}) _{2,94} (Fe _{0,95} Cu _{0,09} Ni _{0,04}) _{1,08}
2	—	—	—	76,42	0,76	22,09	—	0,20	0,45	—	77,18	99,92	(Pt _{0,97} Pd _{0,02}) _{0,99} (Fe _{0,98} Cu _{0,02} Ni _{0,01}) _{1,01}
3	—	0,38	1,20	88,26	—	9,12	—	0,67	0,10	—	89,84	99,73	(Pt _{2,81} Rh _{0,07} Ru _{0,02}) _{2,90} (Fe _{1,01} Ni _{0,07} Cu _{0,01}) _{1,09}
4	—	0,42	0,59	74,93	—	11,54	0,36	0,70	12,02	0,32	75,94	100,88	(Pt _{0,95} Rh _{0,01} Ru _{0,01}) _{0,97} (Fe _{0,51} Cu _{0,47} Ni _{0,03} Sb _{0,01}) _{1,01}
5	—	0,55	—	88,05	1,59	8,59	—	0,22	0,29	0,40	90,19	99,69	(Pt _{2,83} Rh _{0,06} Pd _{0,05}) _{2,94} (Fe _{0,95} Cu _{0,09} Ni _{0,04} Sb _{0,02}) _{1,08}
6	—	—	0,90	86,90	1,68	9,91	—	—	0,55	—	89,48	99,94	(Pt _{2,83} Pd _{0,09} Ru _{0,03}) _{2,95} (Fe _{0,97} Cu _{0,03} Ni _{0,02}) _{1,02}
7	—	0,38	—	86,80	—	10,48	—	—	0,60	—	87,18	98,26	(Pt _{2,07} Ru _{0,02}) _{2,09} (Fe _{0,87} Cu _{0,04}) _{0,91}
8	—	0,59	—	76,50	—	10,69	—	—	12,30	—	77,09	100,08	(Pt _{1,00} Ru _{0,01}) _{1,01} (Fe _{0,49} Cu _{0,49}) _{0,98}
9	—	0,30	—	75,88	0,68	14,36	—	5,56	2,80	—	76,86	99,58	(Pt _{0,98} Pd _{0,02} Ru _{0,01}) _{1,01} (Fe _{0,65} Ni _{0,24} Cu _{0,11}) _{1,00}
10	0,40	—	—	75,20	0,72	14,84	0,30	4,92	2,50	0,85	76,32	99,73	(Pt _{1,95} Pd _{0,03} Ir _{0,01}) _{0,98} (Fe _{0,81} Ni _{0,15} Cu _{0,07} Sb _{0,02}) _{1,03}
11	—	—	—	86,30	0,70	10,25	—	2,00	0,98	—	87,00	100,23	(Pt _{1,98} Rh _{0,06} Pd _{0,05}) _{2,94} (Fe _{0,95} Cu _{0,09} Ni _{0,04}) _{1,08}
12	—	0,72	—	78,63	0,75	12,80	—	5,20	2,02	—	80,10	100,12	(Pt _{1,05} Ru _{0,02} Pd _{0,02}) _{1,09} (Fe _{0,60} Ni _{0,23} Cu _{0,08}) _{0,91}
13	—	—	0,30	76,85	—	13,25	—	5,23	4,01	—	77,15	99,64	(Pt _{1,00} Rh _{0,01}) _{1,01} (Fe _{0,60} Ni _{0,23} Cu _{0,16}) _{0,99}
14	—	—	—	77,01	0,32	13,28	0,39	5,99	3,09	—	77,33	100,08	(Pt _{1,00} Pd _{0,01}) _{1,01} (Fe _{0,60} Ni _{0,26} Cu _{0,12}) _{0,98}
15	—	0,41	0,51	82,88	0,56	11,43	—	1,92	1,56	0,35	84,36	99,62	(Pt _{1,81} Ru _{0,02} Rh _{0,02} Pd _{0,02}) _{1,87} (Fe _{0,87} Ni _{0,14} Cu _{0,1} Sb _{0,01}) _{1,04}
16	0,60	0,29	—	85,12	—	11,81	0,30	1,24	0,48	—	86,01	99,84	(Pt _{1,90} Ru _{0,01} Ir _{0,01}) _{1,91} (Fe _{0,92} Ni _{0,09} Cu _{0,03}) _{1,04}

Примечания. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения. Содержания Os во всех точках анализа ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на 2 (№ 2, 4, 8–10, 12–14), 3 (№ 7, 15, 16) или 4 (№ 1, 3, 5, 6, 11) атома в формуле. Несовпадение атомных коэффициентов в некоторых стехиометрических формулах обусловлено присутствием незначительных по размеру (менее 20 мкм) фаз других Pt–Fe минералов в матрице исследуемого образца.

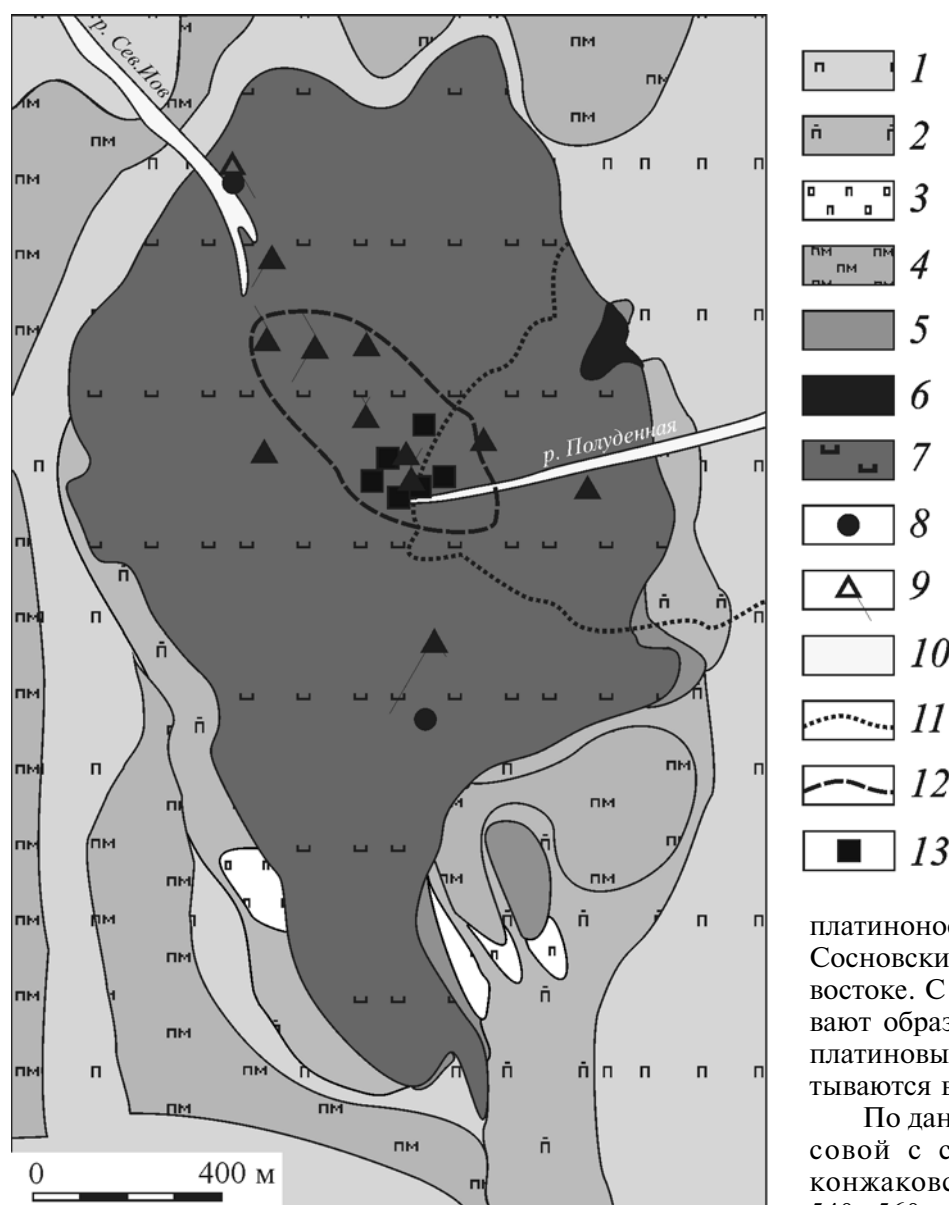


Рис. 2. Геологическая карта-схема Иовского дунитового тела, по [Иванов, 1997] с обобщениями и дополнениями: 1–4 — клинопироксениты: 1 — мономинеральные, 2 — оливинсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — магнетитовые; 5 — верлиты; 6 — энстатитовые дуниты; 7 — дуниты тонко- и мелкозернистые; 8 — дунитовые пегматиты [Иванов, 1997]; 9 — хромитовые тела [Иванов, 1997]; 10 — долины рек; 11 — контур Иовского провала; 12 — зона с повышенным содержанием хромшпинелидов; 13 — точки отбора проб

моносова, аналитик Д.А. Ханин) при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30 нА. Использованы следующие эталоны: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt — металлы; Sb, Cu — CuSbS_2 ; Co — CoAsS ; Ni — NiS ; Fe, S — FeS .

Геолого-структурная позиция Конжаковского массива и Иовского дунитового тела. Иовское дунитовое тело входит в состав Конжаковского клинопироксенит-дунитового массива. Этот комплекс, как и остальные массивы Уральского платиноносного пояса, расположен в Тагило-Магнитогорской мегазоне (рис. 1, а). Главный Уральский разлом ограничивает Конжаковский массив с запада. Конжаковский массив, наряду с Валенторским, Серебрянским и Сухогорским массивами (рис. 1, б), входит в состав Кытлымского плутона, который относится к конжаковскому дунит-клинопироксенит-габбровому комплексу. Выходы магматитов конжаковского комплекса расположены также юго-западнее Кытлымского плутона, образуя Косьвинский массив с двумя

платиноносными дунитовыми телами — Сосновским на западе и Юдинским на востоке. С разрушением этих тел связывают образование богатых Кытлымских платиновых россыпей, которые отрабатываются в настоящее время.

По данным Г.А. Петрова, Г.А. Ильясовой с соавторами, возраст пород конжаковского комплекса составляет 540–560 млн лет [Государственная..., 2010]. Конжаковский массив состоит из двух ассоциаций горных пород — ультрамафической (серия пород от дунитов до клинопироксенитов) и габброидной (конжакиты и тылаиты). Породы частично серпентинизированы, хотя степень серпентинизации пород массива по сравнению с другими клинопироксенит-дунитовыми массивами незначительна [Иванов, 1997]. Все границы Конжаковского массива с окружающими породами тектонические.

Иовское дунитовое тело (рис. 2) залегает среди клинопироксенитов и верлитов в северо-восточной части массива. Большая часть тела сложена тонкозернистыми (средний размер зерен $< 0,1$ мм) дунитами с переходом в центральной части тела к мелкозернистым (средний размер зерен $0,1–0,5$ мм). О.К. Иванов отмечал небольшие тела дунит-пегматитов, а также миароловые пустоты с хромдиопсидом в верховьях р. Северный Иов [Иванов, 1997]. Зональность тела проявляется в увеличении железистости дунитов к контактам

с пироксенитами [Ефимов и др., 1967]. Граница между дунитами и клинопироксенитами постепенная, с переходом от дунитов через диопсидсодержащие дуниты к верлитам. В северо-восточной части контакта расположено тело энстатитовых дунитов [Ефимов, 1984].

По ряду петрографических и структурных признаков, в частности по присутствию дунитовых пегматитов, Иовское тело сходно с Нижнетагильским клинопироксенит-дунитовым массивом. Однако возраст пород массива отличает Иовское тело от клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, а присутствие ортопироксенсодержащих пород [Ефимов, 1984], не характерных для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов вообще, выделяет Иовское тело среди всех массивов Платиноносного пояса Урала.

Характеристика хромититов. В центральной части Иовского дунитового тела расположена зона, ориентированная с юго-запада на северо-восток, с повышенным содержанием хромшпинелида в дуните. В контуре этой зоны хромититы образуют систему крутопадающих (до вертикальных) параллельных прожилков, линз и гнезд, часто сложной формы (рис. 3). Для массивных хромититов характерны секущие по отношению к дуниту контакты, в то время как густовкрапленные и прожилково-вкрапленные хромититы имеют плавный контакт с дунитами, с постепенным уменьшением содержания хромшпинелида в приальбандовых частях жильных тел. Значительное количество субвертикальных хромититовых жил находится на склоне Иовского провала, где отчетливо прослеживаются границы зоны распространения хромититовых тел.

По особенностям строения тел хромититы аналогичны ранее описанным в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала и Юдинского дунитового тела на Северном Урале [Иванов, 1997; Garuti et al., 2002; Пушкарев и др., 2007; Zaccarini

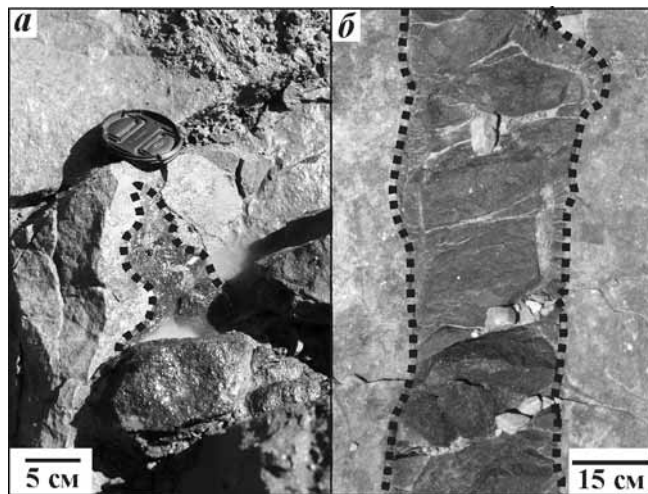


Рис. 3. На фото оконтурены шлировое скопление сложной морфологии (слева) и вертикальная жила (справа) массивных хромититов в слабыветрелых дунитах

et al., 2011; Степанов, 2013], однако наблюдается и ряд специфических особенностей. Например, в дунитах Иовского тела шире, чем в других телах массива, распространены жильные тела, сложенные массивными хромититами. Их мощность достигает 0,3 м, при этом наибольшая мощность аналогичных жил в других клинопироксенит-дунитовых массивах Урала не превышает 0,2 м.

Хромшпинелиды хромититов Иовского тела характеризуются изометричным обликом. Средний размер зерен 1–1,5 мм, максимальный до 3–4 мм. Часто, особенно в прожилково-вкрапленных хромититах, индивиды хромшпинелида характеризуются идиоморфным ограничением с октаэдрическим габитусом. Химический состав хромшпинелидов приведен в табл. 1. Для более полного сравнения состава хромшпинелидов использована классификационная диаграмма Н.В. Павлова [Павлов и др., 1979] из-за ее более сложного и дробного деления по сравнению с номенклатурой, принятой Международной минералогической ассоциацией. Согласно этой диаграмме хромшпинелиды Иовского тела попадают в поле субферрихромита. По сравнению с хромшпинелидами Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов (рис. 4), а также Юдинского тела хромшпинелиды из хромититов Иовского тела характеризуются повышенным содержанием Cr_2O_3 . Несмотря на это, состав исследуемых хромшпинелидов укладывается в тренд (поля 2–6–10 на рис. 4) характерный для клинопироксенит-дунитовых

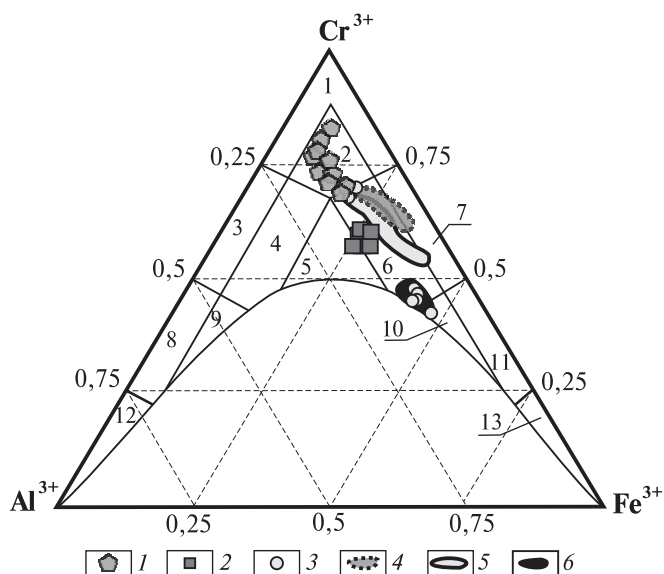


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов на диаграмме Н.В. Павлова. Данные для массивов Среднего Урала по [Толстых и др., 2011; Пилогин, 2013; Малич и др., 2015]: поля: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит; 1–2 — дунитовые тела: 1 — Иовское, 2 — Юдинское; 3 — Светлоборский массив; 4–6 — поля составов МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов: 4 — Вересовоборского, 5 — Нижнетагильского, 6 — Каменушенского

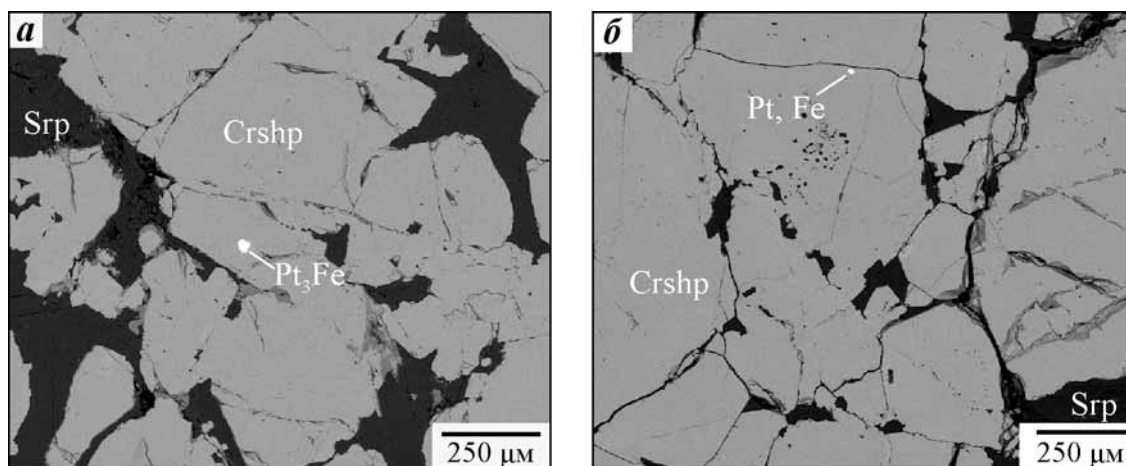


Рис. 5. Массивные хромититы с мелкими включениями Pt–Fe-минералов: Crshp — хромшпинелид; Srp — серпентин; Pt, Fe — минерал с точно неопределенной формулой. РЭМ-фото в отраженных электронах

массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации [Лазаренков и др., 1992].

В хромититах относительно редко обнаруживаются железо–платиновые минералы. Часть из них представляет собой включения в хромшпинелидах (рис. 5). Реже встречаются крупные зерна Pt–Fe минералов, тяготеющие к границам индивидов хромшпинелида. По данным крупнообъемного опробования с выделением навесок МПГ и расчета, учитывающего средние составы этих минералов, содержание Pt в массивных хромититах рассматриваемой части Иовского дунитового тела составляет около 6 г/т.

Морфология МПГ. Большая часть МПГ из хромититов Иовского дунитового тела пред-

ставляет собой индивиды и агрегаты Pt–Fe минералов со средними размерами 0,4 мм в поперечнике. Они обладают в основном изометричным (рис. 6, а) или удлиненным (рис. 6, б) обликом. Широко распространены отдельные идиоморфные индивиды кубического габитуса (рис. 6, в, г). На их долю приходится до 20% от объема всех зерен. Относительно редко грани куба покрыты комбинационной штриховкой, образованной чередованием простых форм {100} и {540} (рис. 6, г). Для большей части кристаллов характерно развитие ростовой штриховки, диагностируемой нами как индукционная, что указывает на совместный рост Pt–Fe минералов с хромшпинелидами (рис. 6, б, г).

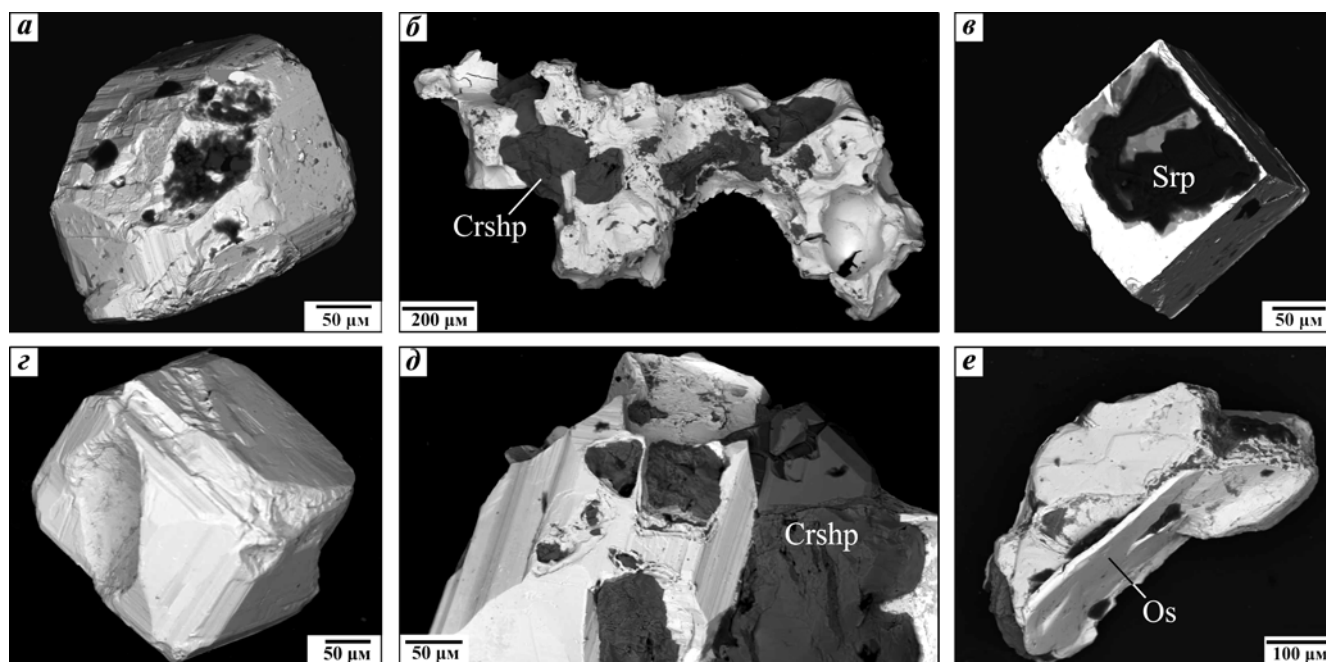


Рис. 6. Зерна железо–латиновых минералов (серое) из массивных хромититов Иовского дунитового тела: а — изометричный индивид с хорошо развитой комбинационной штриховкой (слева сверху) и углублением с остатками зерен хромшпинелида, покрытые индукционной штриховкой; б — удлиненный агрегат в срастании с хромшпинелидами; в — идиоморфный кубический кристалл; г — кубический кристалл с хорошо проявленными идиоморфными гранями и комбинационной штриховкой, вызванной чередованием граней куба и тетрагексаэдра; д — Pt–Fe минерал со штриховками различного происхождения срастается с индивидами хромшпинелида, иногда идиоморфными; е — включение таблитчатого кристалла иридийсодержащего осмия (Os) в Pt–Fe минерале. РЭМ-фото в отраженных электронах. Crshp — хромшпинелид, Srp — серпентин

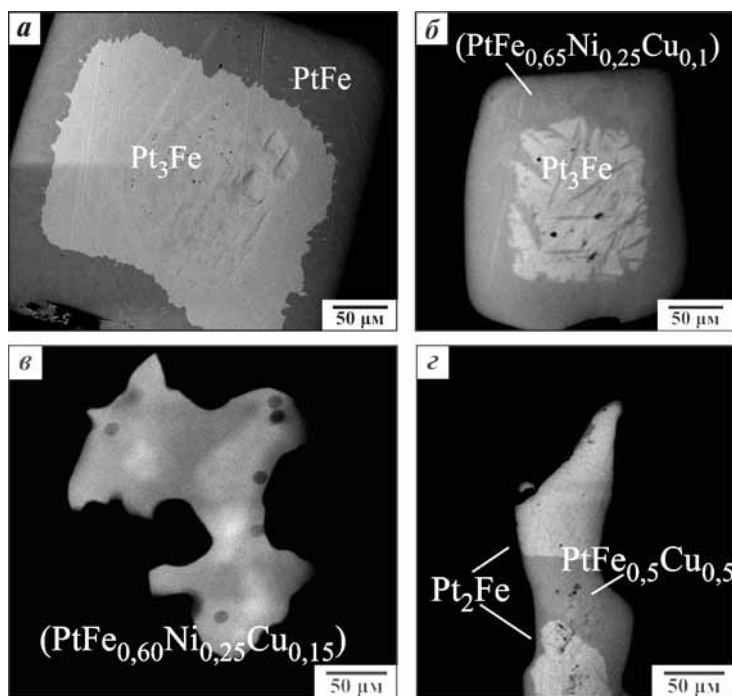


Рис. 7. Неоднородные зерна МПГ: *a* — каемка тетраферроплатины развивается по изоферроплатине; *б* — никелистая тетраферроплатина, развивающаяся по изоферроплатине; *в* — никелистая тетраферроплатина нацело замещившая первичный Pt–Fe минерал; *г* — замещение железистой платины туламином. РЭМ-фото в отраженных электронах

Единичные включения иридийсодержащего осмия обладают пинакоидальным габитусом и образуют гексагональные пластины с размерами около 300 мкм (рис. 6, *e*). Кристаллы осмия похожей морфологии широко распространены в Pt–Fe минералах Светлорбского, Каменушенского и Вересовоборского массивов.

По Pt–Fe минералам развиваются каемки вторичных медь- и никельсодержащих платиновых минералов, относящихся к изоморфному ряду тетраферроплатина (PtFe) — туламинит ($\text{PtFe}_{0,5}\text{Cu}_{0,5}$) — никельферроплатина ($\text{PtFe}_{0,5}\text{Ni}_{0,5}$). Тетраферроплатина с формулой, близкой к PtFe, и никелистая тетраферроплатина ($\text{PtFe}_{0,65}\text{Ni}_{0,25}\text{Cu}_{0,1}$) развиваются по Pt–Fe минералу, состав которого близок к теоретическому составу изоферроплатины (рис. 7, *a, б* соответственно), иногда замещая ее нацело (рис. 7, *в*). Туламинит замещает Pt–Fe твердый раствор по стехиометрии, отвечающей железистой платине (рис. 7, *г*).

К морфологическим особенностям минералов платиновой группы из хромититов Иовского дунитового тела относятся распространение идиоморфных кристаллов наряду с агрегатами, цементирующими хромшпинелиды, а также широкое развитие индукционных штриховок

на гранях индивидов Pt–Fe минералов, что обусловлено их совместным ростом с хромшпинелидами, аналогичным описанному для МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала [Степанов, 2015]. Особенность Pt–Fe минералов Иовского тела — широкое распространение кубических и псевдокубических кристаллов, иногда с отчетливо выраженной комбинационной штриховкой. Сравнение вышеперечисленных параметров МПГ для Иовского и Юдинского дунитовых тел не проводилось, из-за отсутствия таких данных для последнего.

Химический состав МПГ. Среди Pt–Fe минералов Иовского дунитового тела отмечено присутствие минералов с составом изоферроплатины Pt_3Fe (табл. 2, анализы № 1, 3–5, 11) и минералов с составом железистой платины Pt_2Fe (табл. 2, № 7, 15, 16). Количество минералов со стехиометрией изоферроплатины примерно соответствует количеству минералов со стехиометрией железистой платины (рис. 8, *a*). Для минералов Pt–Fe твердого раствора, отвечающих по составу изоферроплатине, характерны небольшие постоянные примеси Cu и Ni (1–2 ат.% каждого) и иногда примеси Rh и Pd до 1,5 ат.% каждого. В минерале со стехиометрией железистой платины наблюдается повышенное по сравнению с изоферроплатиной содержание Cu и Ni (до 3,5 и 4,5 ат.% соответственно), а также отмечены большие вариации их содержания (вплоть до отсутствия Ni). Из других особенностей распределения химических элементов отмечается незначительная примесь Ir и Os (содержание их близко к пределам обнаружения РСМА) во всех изученных Pt–Fe минералах.

Среди МПГ Светлорбского и Каменушенского массива преобладают минералы, по составу отвечающие изоферроплатине. Для МПГ Вересовоборского массива характерно преобладание Pt–Fe

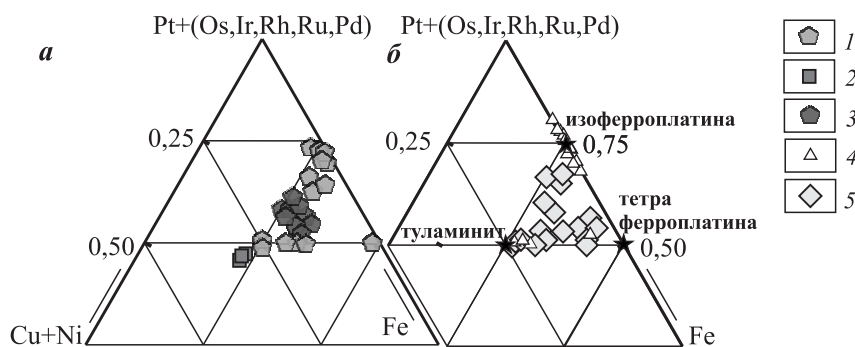


Рис. 8. Состав Pt–Fe минералов со стехиометрией изоферроплатины (*a*) и со стехиометрией Pt_3Fe (*б*): Иовское дунитовое тело: 1 — новые данные; 2 — данные из [Garutti et al., 2002]; 3 — Юдинского дунитового тела, по [Garutti et al., 2002]; 4, 5 — Светлорбский и Нижнетагильский массивы, по [Толстых и др., 2011; Пилюгин, 2013; Малич и др., 2015]. Звездочкой отмечены идеальные составы PtFe, Pt_2Fe и Pt_3Fe

твердого раствора со стехиометрией Pt_3Fe (около 75–80% от общей выборки $Pt-Fe$ минералов), однако довольно широко распространен минерал со стехиометрией Pt_2Fe . Среди первичных $Pt-Fe$ минералов Нижнетагильского массива (рис. 8, б) абсолютно преобладает минерал с составом Pt_2Fe , а минералы со стехиометрией изоферроплатины практически отсутствуют. К.Н. Малич с соавторами отмечают, что для большинства $Pt-Fe$ -минералов из зональных массивов Среднего Урала характерна примесь Ir и Os [Малич и др., 2015].

Данные исследования МПГ Юдинского тела предшественниками показали, что для Юдинского тела, так же, как для Иовского, характерно присутствие обоих первичных минералов $Pt-Fe$ твердого раствора [Garutti et al., 2002].

Как отмечено выше, по первичным $Pt-Fe$ минералам развиваются вторичные минералы, относящиеся к твердым растворам ряда тетраферроплатина — туламинит—никельферроплатина. По составу выделяются 3 минерала: тетраферроплатина (табл. 2, № 2), туламинит (табл. 2, № 8), а также никелистая тетраферроплатина (табл. 2, № 4, 9, 10, 12–14) — минерал промежуточного состава изоморфного ряда тетраферроплатина—никельферроплатина с постоянной примесью Cu .

Среди наиболее поздних вторичных минералов, замещающих первичные железо-платиновые минералы, зафиксированы единичные находки ирарсита (рис. 9) с химической формулой $Ir_{0,93}Rh_{0,20}As_{1,10}S_{1,00}$ (рассчитана на 1 атом S). Обнаруженное зерно ирарсита (до 0,1 мм в поперечнике) обладает сложными очертаниями и, вероятно, полностью замещает первичный $Pt-Fe$ минерал. Аналогичные находки ирарсита отмечены в образцах МПГ из россыпей Нижнетагильского массива [Бегизов и др., 1976], а также в ряде россыпных объектов Среднего и Южного Урала, связанных с дунит-гацбургитовыми массивами офиолитовой ассоциации [Зайков и др., 2016].

Результатов исследований и их обсуждение.

По аналогии с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала [Малич и др., 2015] среди МПГ Иовского тела можно выделить две

ассоциации минералов — раннюю и позднюю. Ранняя ассоциация включает в себя $Pt-Fe$ минералы по номенклатуре Л. Кабри и К. Фезера [Cabri et al., 1975], отвечающие стехиометрическим формулам изоферроплатины (Pt_3Fe) и железистой платины (Pt_2Fe) с редкими тугоплавкими включениями $Os-Ir$. Поздняя ассоциация включает минералы изоморфного ряда тетраферроплатина ($PtFe$) — туламинит ($PtFe_{0,5}Cu_{0,5}$) — никельферроплатина ($PtFe_{0,5}Ni_{0,5}$) с преобладанием никелистой разновидности тетраферроплатины ($Pt_{1,00}Fe_{0,65}Ni_{0,25}Cu_{0,1}$). Для Нижнетагильского массива образование минералов позднего парагенезиса, ряд авторов [Бетехтин, 1935; Генкин, 1997], связывают с процессом серпентинизации пород массива, но поскольку дуниты Иовского тела считаются слабо серпентинизированными, необходимы более глубокие исследования связи процессов серпентинизации и развития МПГ позднего парагенезиса.

Образование минералов поздней ассоциации характерно для всех клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Если тетраферроплатина и туламинит встречаются почти во всех массивах в различном количестве, то присутствие никелистых разновидностей поздних минералов характерно исключительно для ассоциации МПГ Нижнетагильского массива [Пилугин, 2013; Степанов, 2013; Степанов и др., 2016].

Обширные исследования по минералогии платиноидов Юдинского дунитового тела приведены в работе Г. Гарути [Garutti et al., 2002]. При сравнительном анализе установлено, что ассоциации МПГ из хромититов Юдинского и Иовского массивов имеют много общих черт. Среди них широкое распространение $Pt-Fe$ минералов со стехиометрией как изоферроплатины, так и железистой платины, а также присутствие большого количества промежуточных разновидностей изоморфного ряда тетраферроплатина—туламинит—никельферроплатина (минералы с формулой $PtFe$ отсутствуют). Среди МПГ Юдинского тела отмечены единичные находки осмия, эрликманита, куперита, $Rh-Ir-Pt$ тиошпинелей. Все перечисленные минералы, исключая осмий, среди МПГ Иовского дунитового тела на настоящий момент не обнаружены. Однако схожесть ассоциаций $Pt-Fe$ -минералов Юдинского и Иовского дунитовых тел позволяет ожидать находку перечисленных минералов и в хромититах последнего.

Выводы. 1. Иовское дунитовое тело, окруженное клинопироксенитами Тылай-Конжаковского массива, по особенностям строения и петрографическому составу соответствует дунит-клинопироксенитовым массивам Среднего Урала, однако по присутствию энстатитовых дунитов Иовское тело выделяется среди всех клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала.

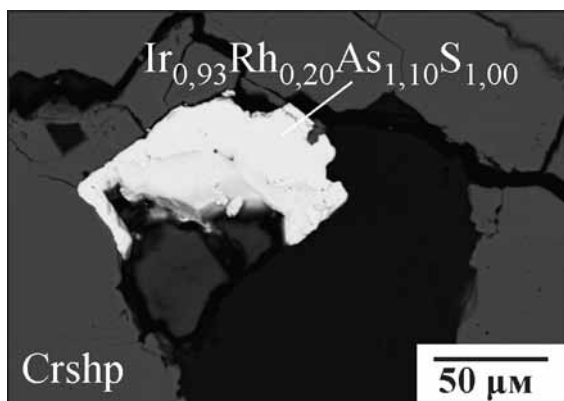


Рис. 9. Зерно ирарсита в срастании с хромшпинелидами: Crshp — хромшпинелиды. РЭМ-фото в отраженных электронах

2. Хромититы Иовского дунитового тела по геологической позиции и текстурно-структурным особенностям аналогичны хромититам клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, а также Юдинского дунитового тела, но отличаются повышенным содержанием Cr_2O_3 , а хромшпинелиды относятся к субферрихромитам по классификации Н.В. Павлова [Павлов и др., 1979].

3. Платинометалльная минерализация Иовского дунитового тела характеризуется присутствием двух парагенезисов — раннего, с примерно равным количеством минералов со стехиометрией Pt_3Fe и Pt_2Fe , а также позднего, с широким развитием медь- и никельсодержащих минералов изоморф-

ного ряда тетраферроплатина — туламинит-никельферроплатина. Похожее распределение МПГ наблюдается и в Юдинском теле. Кроме того, по ряду признаков среди клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, платинометалльное оруденение Иовского тела схоже с ассоциацией МПГ Нижнетагильского массива.

4. В целом, большинство характеристик платинометалльного оруденения Иовского дунитового тела аналогичны платинометалльному оруденению клинопироксенит-дунитовых массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Благодарность. Авторы благодарят К.Н. Малича за помощь в проведении исследований и консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы ряда эрликманит—лаурит и холлингвортит—ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. Вып. 2, С. 213—218.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Среднеуральская. Лист О—40—VI (Кытлым). Объясн. зап. / Под ред. В.В. Шалагинова. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 41—48.

Гурская Л.И. Развитие идей А.П. Карпинского по выявлению коренных месторождений платиноидов на Урале // Региональная геология и металлогения. 1997. №7. С. 76—87.

Ефимов А.А. Габбро—гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. Л., 1967. 336 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. и др. Сrostки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31—47.

Иванов О.К. Концентрически—зональные пироксенит—дунитовые массивы Урала: Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.

Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов Л.: Недра, 1992. 217 с.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю. Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит—дунитового массива Среднего Урала // Вестн. Уральского отделения Российского минералогического общества. № 12. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 65—84.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования

магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65—79.

Пилюгин А.Г. Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, платиноносный пояс Урала // Зап. РМО. 2013. № 5. С. 43—53.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром—платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно—вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28—65.

Степанов С.Ю. Типизация хромититов Нижнетагильского массива ультраосновных пород // Тр. конф. «Геология в развивающемся мире». Пермь: Пермский национальный исследовательский университет, 2013. С. 79—82.

Степанов С.Ю., Малич К.Н. О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит—дунитовых массивов Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 228—232.

Степанов С.Ю. Онтогенез минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат-лы конф. «Онтогенез, филогения и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182—186.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 775—793.

Duparc L., Pearce F. Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datcha (gouvernement da Perm) // Mem. Sci. phys. d'hist. natur. De Geneve. 1902. Vol. 34, Pt. 2. P. 248—572.

Cabri L. J., Feather C. E. Platinum—iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canad. Mineral. 1975. Vol. 13. P. 117—126.

Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian—Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, northern and central Urals, Russia // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 357—376.

УДК 551.234; 556.314

А.Ю. Демонова¹, Н.А. Харитонова², А.В. Корзун³, А.И. Сардоров⁴, Г.А. Челноков⁵

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД БАЛЬНЕОКЛИМАТИЧЕСКОГО КУРОРТА ХОДЖА-ОБИ-ГАРМ (ТАДЖИКИСТАН)

Приведены новые данные по макро- и микрокомпонентному составу слабоминерализованных азотных термальных вод месторождения Ходжа-Оби-Гарм (Таджикистан). Установлено, что данные воды содержат повышенные содержания: F, Si, Li, Al, Rb, Sr, Cs. Детальная характеристика геологических и гидрогеологических условий месторождения, а также термодинамические расчеты позволили выявить источники этих элементов. Проведено сравнение с термальными водами других регионов и приведены новые данные по содержанию в изучаемых водах редкоземельных элементов и иттрия.

Ключевые слова: азотные термальные воды, гидрогеологические условия, микрокомпоненты, РЗЭ и иттрий, Таджикистан.

The paper presents new data on contents of major and micro components from low TDS nitrogen thermal water located within Khoja-Obi-Garm spa (Tajikistan). It was found that these thermal groundwaters contain high contents of the following components: F, Si, Li, Al, Rb, Sr, Cs. Detailed study of the geological and hydrogeological settings of the spa together with thermodynamic simulations allows us reveal sources of chemical elements into these waters. It was carried out the comparison of thermal groundwater from Khoja-Obi-Garm spa with the thermal waters of other regions of Eurasia, also new data on the rare earth elements and yttrium (REY) concentrations in studied thermal water are presented.

Key words: Alkaline low TDS springs, hydrogeological setting, thermal spa, microcomponents. REYs, Tadjikistan.

Введение. На территории Таджикистана расположен уникальный курорт Ходжа-Оби-Гарм, основной лечебный компонент которого — низкоминерализованные азотные термы. По многим бальнеологическим показателям (температура, радиоактивность, содержание кремнекислоты) эти термы не имеют аналогов в мире. Наиболее активные работы по исследованию геологии, гидрогеологии и гидрогеохимии вод курорта Ходжа-Оби-Гарм выполнены в середине прошлого столетия [Барабанов, Дислер, 1968], с тех пор комплексное изучение этих термальных вод не проводилось.

Азотные слабоминерализованные щелочные термальные воды представляют собой крупную группу минеральных вод, обладающих рядом характерных признаков и свойств: высокая температура (до 100 °С и более); в их газовом составе преобладает N₂; минерализация воды различна, но, как правило, низкая (менее 1 г/л). Химический состав изменяется от HCO₃—Na и SO₄—Na до Cl—Na. Еще одной особенностью азотных термальных вод — наличие в их составе значительных концентраций

кремнекислоты, фтора, вольфрама, молибдена, германия и др. [Барабанов, Дислер, 1968; Басков, Суриков, 1989; Замана, 2000; Плюснин и др., 2008; Helvachi, 2004; Bragin et al., 2016].

В статье рассмотрены новые данные о химическом составе термальных вод месторождения Ходжа-Оби-Гарм, с основным акцентом на содержание в них микрокомпонентов, а также редкоземельных элементов и иттрия (REY). Проведенные комплексные исследования геологических, гидрогеологических и гидрогеохимических особенностей месторождения позволили выявить источники поступления и формы водной миграции исследуемых макро и микрокомпонентов.

Объект исследований. В 48 км к северу от Душанбе расположен уникальный бальнеоклиматический курорт Ходжа-Оби-Гарм (рис. 1). Курорт локализован в центральной части южного склона Гиссарского хребта, в ущелье реки Ходжа-Обигарм, на высоте 1740—1960 метров. По административному отношению описываемый район относится к Варзобскому району.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, вед. инженер; e-mail: danna1985@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: tchenat@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: a_korzun@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, магистр; e-mail: sardorov@mail.ru

⁵ ДВГИ ДВО РАН, руководитель лаборатории, вед. науч. с.; e-mail: geowater@mail.ru

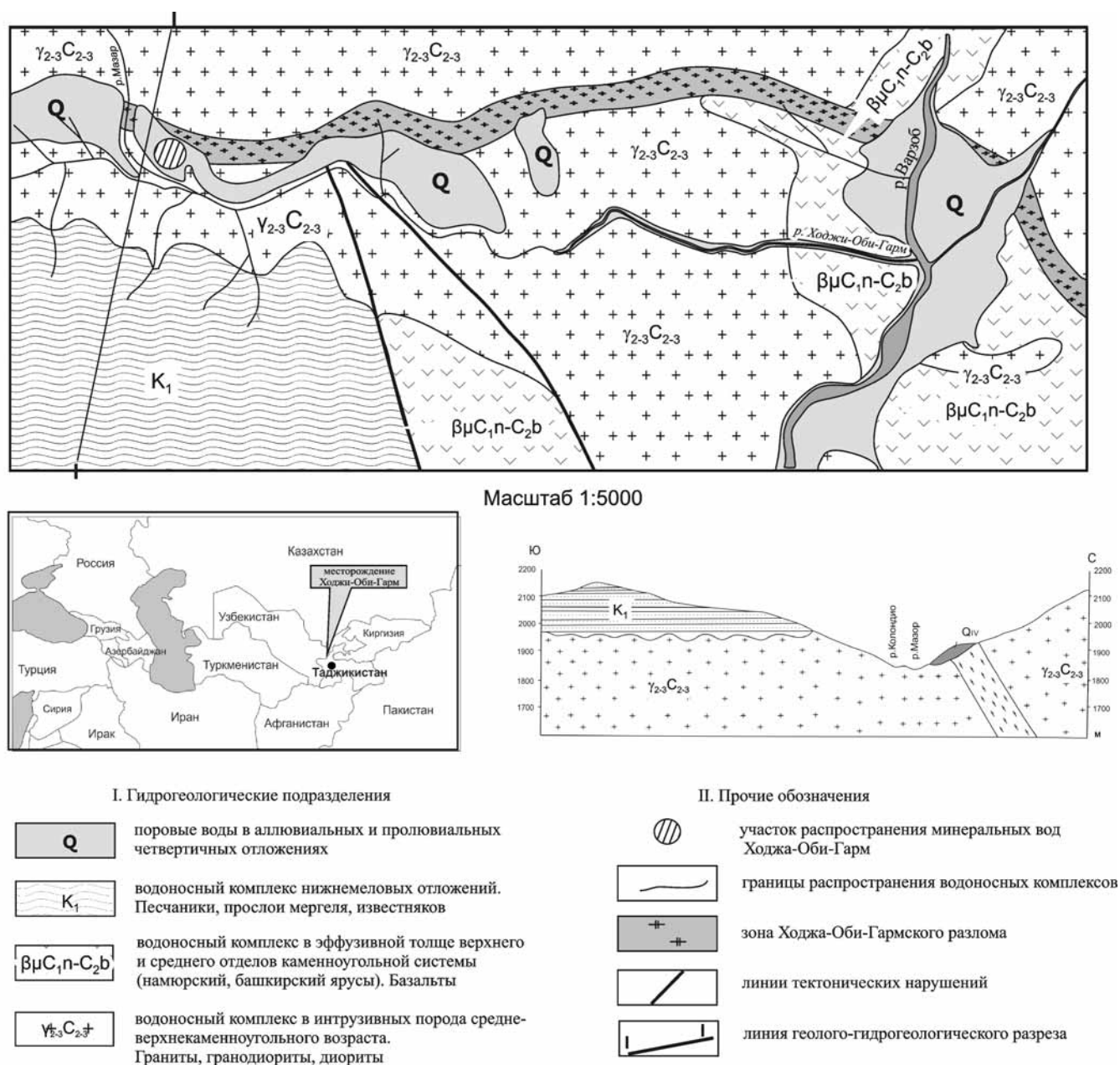


Рис. 1. Местоположение, геолого-гидрогеологическая карта и гидрогеологический разрез-схема месторождения Ходжа-Оби-Гарм. Карта и разрез построены по материалам производственных отчетов [Воронкова, 1957; Шапар, Туев, 1967] с дополнениями и исправлениями авторов

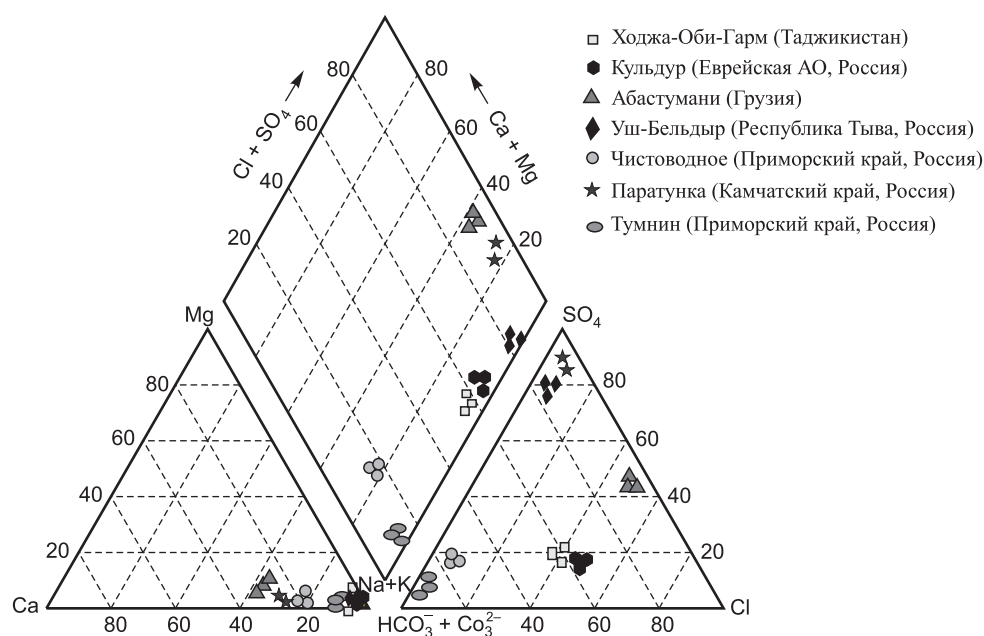
В орографическом отношении изученный район представляет собой высокогорную, сильно расчлененную область, характеризующуюся резким колебанием высотных отметок. Максимальные абсолютные отметки (до 4076 м) расположены в северо-западной части района, а минимальные (1390–1400 м) — в долине р. Варзоб в восточной части района. Относительные превышения водоразделов над долинами рек весьма значительны и достигают 500–1500 м.

Рельеф описываемой площади находится в строгой зависимости от литологического состава пород. Крупнозернистые граниты и сланцы, легко поддающиеся процессам денудации, образуют пологие склоны и водоразделы, покрытые в большинстве случаев дресвой и нередко задернованные.

В областях развития эффузивов, мелкозернистых гранитов, габбиссальных пород, среднезернистых роговообманкового-биотитовых гранитов рельеф скалистый, труднодоступный, местами непроходимый. В местах развития осадочных пород мезозойского возраста развиты пологие формы рельефа.

Месторождение минеральных вод Ходжа-Оби-Гарм расположено в верховьях р. Ходжа-Оби-Гарм и левого притока р. Варзоб, и приурочено к тектонической зоне, по которой происходит восходящее движение термальных вод. В геологическом отношении месторождение расположено на северном крыле Ходжа-Оби-Гармской грабен-синклинали. В геологическом строении района в основном принимают участие интруз-

Рис. 2. Пайпер-диаграмма, иллюстрирующая химический состав азотных термальных вод некоторых месторождений Евразии. Диаграмма построена по ретроспективным данным химического анализа термальных вод, опубликованным в работах [Иванов, Невраев, 1964; Барабанов, Дислер, 1968; Брагин, 2015; Bragin et al., 2016], а также по результатам химического анализа проб, отобранных авторами на Ходжа-Оби-Гарм в 2014–2015 гг.



живные породы южной части Северо-Варзобского интрузивного массива, представленные гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами средне- и раннекаменноугольного возраста. Интрузии перекрыты чехлом четвертичных отложений (рис. 2). В юго-западной части района палеозойские образования перекрыты нижнемеловыми осадками, песчаниками и глинами [Гидрогеология СССР, 1972; Барабанов, Дислер, 1968].

Аллювиально-пролювиальные образования занимают большую часть площади месторождения и представлены отдельными полосами аллювия с перекрывающими их пролювиальными осадками мощностью 10–20 м в центральной и до 40 м в западной части. Обломочный материал представлен валунами, галечниками и гравием гранитоидного состава с супесчаным и песчаным заполнителем.

Пролувиально-делювиальные осадки мощностью от 34 м (скважина № 7) до 54 м (скважина № 4) слагают северную и северо-западную части участка и представлены грубообломочным материалом и более рыхлыми образованиями (дресва кислых пород).

Гидрогеологические условия месторождения сложные и определяются геолого-структурными особенностями участка. По условиям залегания и циркуляции — это трещинно-жильные термальные воды, которые приурочены к мощной зоне дробления гранитов, связанной с Ходжа-Оби-Гармским разломом в месте сочленения его с оперяющим нарушением север-северо-западного простирания [Гидрогеология СССР, 1972; Барабанов, Дислер, 1968].

Распространение трещинно-жильных вод в пределах месторождения весьма ограниченное, водообильность неравномерная. Максимальный расход получен скважинами, вскрывшими основной очаг разгрузки (50 × 100 м) в центральной части участка. Остальными скважинами вскрыто

лишь незначительное количество термальных вод, не имеющих практического значения. Расход источников колеблется от 0,01 до 5,00 л/сек., источники с максимальным дебитом приурочены к зоне разлома [Гидрогеология СССР, 1972; Барабанов, Дислер, 1968].

Материалы и методы исследований. На первом этапе исследования был проведен сбор, анализ и обработка фактического материала, а также проанализированы фондовые материалы. Непосредственно авторами был проведен отбор проб из источников в полевой период в 2014–2015 гг. Полевое исследование выходов углекислых минеральных вод включало в себя описание источника, отбор проб воды и спонтанного газа на различные виды анализа, а при наличии вторичных отложений — отбор образцов осадка.

Пробы для анализа катионов и сульфатов отфильтровывались через целлюлозный фильтр (0,45 μm) на месте отбора для удаления взвеси и были подкислены азотной кислотой. Пробы для анализа анионов также фильтровались и собирались в полиэтиленовые пузырьки (без подкисления).

Химические анализы отобранных проб были выполнены в аналитических подразделениях Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Был произведен полный химический анализ всех проб воды на 52 элемента на новейшем аналитическом оборудовании. Основные катионы и анионы определялись методом жидкостной ионной хроматографии (HPLC-10 AVp, SHIMADZU). Концентрацию микрокомпонентов и рассеянных элементов измеряли с использованием плазменно-оптической эмиссионной спектрометрии (ICP-AES, Plasmaquant-110) и индуктивной плазменной масс-спектропии (ICP-MS, Agilent 7500с). Точность определения всех компонентов была лучше, чем 5% RSD.

Расчёт индексов насыщения минералов и форм миграции макро и микрокомпонентов, а также РЗЭ проведено с использованием программных комплексов AQUACHEM 5.1, WATERQ4F, PHREEQC.

Результаты исследований и их обсуждение.

Химический состав вод. Термальные источники Ходжа-Оби-Гарм расположены на левом склоне рек Оби-Мазор и Ходжа-Оби-Гарм, их выходы протягиваются вдоль русел этих рек на протяжении 400 м по зоне главного надвига. По гипсометрическому положению источники делятся на две большие группы — верхнюю и нижнюю: а) источники верхней группы расположены на уровне 2-й и 3-й террас на более или менее ровной поверхности; в) источники нижней группы локализованы около дороги, проходящей по надпойменной трассе реки.

Данные многолетних наблюдений (табл. 1) показывают, что химический состав вод стабилен в течение всего периода наблюдений. Характерная черта источников — их высокая температура (63,5–93 °С) и высокая щелочность (рН 8,98–9,18). Кроме того, обращает на себя внимание исключительно низкая общая минерализация термальных вод месторождения, которая составляет 300–400 мг/дм³.

По химическому составу термальные воды изучаемого месторождения относятся к хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кремнистым водам (рис. 2). Практически во всех скважинах среди анионов превалирует ион HCO_3^- (CO_3^{2-}), а основной катион — Na^+ , содержание которого доходит до 100 мг/л, в то время как содержания Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ , как правило, низ-

ки. Содержание Ca^{2+} колеблется от 6 до 15 мг/л, K^+ не более 9 мг/л и Mg^{2+} — до 1 мг/л. Это типичные содовые воды с резким преобладанием гидрокарбонат-иона и натрия.

Помимо карбонатных ионов (HCO_3^- и CO_3^{2-}) в достаточно высоких количествах присутствуют хлор (до 55 мг/л) и сульфат-ион (до 40 мг/л). Концентрация борной кислоты (H_3BO_3) составляет 6 мг/л. Исследуемые термы богаты фтором, концентрация которого достигает 18 мг/л. Сравнение с азотными термальными водами бывшего СССР показало, что столь высокие значения фтора также характерны для вод месторождения Кульдур (Еврейская АО) и Уш-Бельдыр (Республика Тыва). Отношение Cl/F составляет 3,18. Содержание $\text{CO}_{2\text{раств}}$ колеблется в диапазоне 2–6 мг/л, а $\text{H}_2\text{S}_{\text{раств}}$ — 3,54 мг/л.

Сопоставление данных по химическому составу азотных термальных вод месторождения Ходжа-Оби-Гарм с подобными водами других известных месторождений Евразии приведено на рис. 2.

Термальные воды источников характеризуются большим содержанием кремнекислоты, количество которой в источниках варьирует (от 85,6 до 147 мг/л) и в среднем составляет около 140 мг/л (табл. 1). Установлена практически прямая зависимость между содержанием в растворе натрия и метакремниевой кислоты, что свидетельствует об одном минеральном источнике для этих компонентов, вероятнее всего, это натриевый полевой шпат (альбит), один из основных породообразующих минералов водовмещающих пород месторождения.

При оценке вклада основных ионов в минерализацию очевидно, что к основным компонентам,

Таблица 1

Репрезентативный химический состав термальных вод месторождения Ходжа-Оби-Гарм, мг/л

№ сква- жины	М	рН	T, °С	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	F ⁻	H ₂ SiO ₃	HBO ₂
6	0,40	7,1	65,5	4,4	61,5	2,0	20,8	35,5	0,1	49,5	93,3	6,0	17,0	103,5	1,0
7	0,41	7,6	61,9	7,4	93,7	1,5	11,3	44,2	0,2	89,3	74,5	15,0	16,9	113,0	1,0
9	0,40	7,7	69,9	8,0	84,0	—	9,0	43,0	—	71,0	61,0	18,0	15,4	78,0	—
12	0,40	7,3	57,6	6,9	79,2	1,1	14,2	43,6	0,1	67,6	106,2	12,0	—	104,8	1,3
14	0,44	8,0	65,0	10,0	96,0	—	4,0	53,0	—	54,0	49,0	36,0	—	139,0	—
15	0,40	7,6	83,7	8,0	82,0	1,1	9,0	39,3	0,1	84,3	63,0	14,0	—	93,0	1,0
16	0,36	7,6	78,3	7,5	84,0	0,7	10,5	42,9	0,3	59,4	102,7	30,0	—	103,3	—
1	0,38	7,3	93,0	11,2	75,3	—	16,3	43,7	0,1	71,0	73,3	—	—	90,7	1,0
3	0,42	7,1	93,0	9,0	82,2	1,2	16,0	41,2	0,3	39,6	105,0	—	—	80,6	1,0
4-г	0,30	7,5	93,0	6,0	85,0	1,0	4,0	50,0	—	46,0	68,0	—	17,1	104,0	—
2-г	0,37	7,5	93,0	6,0	85,0	1,3	4,0	50,0	0,1	47,6	54,0	—	—	123,7	—
6-г	0,35	7,4	93,0	6,0	86,5	2,0	4,5	48,5	0,2	51,0	77,5	—	—	117,0	1,0
7-г	0,40	7,4	93,0	5,5	83,5	2,5	6,5	50,0	0,1	58,5	73,0	—	—	117,0	1,0

Примечание: М — минерализация, прочерк — нет данных.

обеспечивающим минерализацию вод, относятся натрий, калий, кремний, хлор и фтор, сульфат-ион и карбонаты.

Термодинамические расчеты показали, что термальные воды Ходжа-Оби-Гарм недосыщены по отношению ко всем основным алюмосиликатам: альбиту (индекс насыщения (ИН) варьирует от $-0,16$ до $-0,32$), по анортиту (ИН лежит в диапазоне значений $-5,96$ – $-6,28$) и слюдам, а также по всем карбонатным минералам и пересыщены по отношению к кварцу и его модификациям, калиевому полевоому шпату и глинистым минералам (смектиту, иллиту, каолиниту), а также по группе низкотемпературных цеолитов (гейландиту, клиноптилолиту, мордениту). Ионная сила раствора составляет $0,0055$.

Можно предположить, что дождевая вода (состава $\text{Na}-\text{HCO}_3-\text{Cl}$), просачиваясь в зону формирования грунтовых вод, накапливает преимущественно кальций и гидрокарбонат-ион за счет разложения почвенной органики, что приводит к образованию $\text{Ca}-\text{Na}-\text{Mg}-\text{HCO}_3$ грунтовых вод. При дальнейшем погружении и нагревании вод происходит преимущественное накопление натрия за счет разложения в первую очередь плагиоклазов. В результате образуются воды состава $\text{Na}-\text{HCO}_3$. Данные С.Р. Крайнова и Б.Н. Рыженко [Krainov, Ryzhenko, 1996] о моделировании в системе гранит/вода показывают, что на начальном этапе взаимодействия при отношении вода:порода $\gg 1$ происходит формирование слабоминерализованных HCO_3-Na вод. Следует отметить, что в системе вода–гранит жидкая фаза при температуре $>25^\circ\text{C}$ и давлении до 5 кбар имеет щелочную реакцию.

Несмотря на многолетние исследования, вопрос об источниках фтора в термальных водах до сих пор остается спорным, правда, подавляющее большинство исследователей склоняются к мнению, что фтор поступает из вмещающих пород, тем не менее механизм его мобилизации из горных пород трактуется неоднозначно [Плюснин и др., 2008]. Полученные нами данные показывают, что содержание F в исследованных термах достаточно хорошо коррелирует с концентрацией карбонатных ионов, но плохо — с сульфатами. Кроме того, наблюдается положительная корреляция содержания фтора с содержанием SiO_2 и температурой. Это, возможно, свидетельствует о идентичности источников фтора, кремния и натрия. Наиболее вероятно, что поступление всех этих компонентов в воды вызвано растворением алюмосиликатов, т.е. F поступает в водный раствор в результате их гидролиза, при этом чем длительнее растворение материнского минерала, тем больше фтора поступает в водный раствор.

Расчет форм нахождения основных ионов в растворе показал, что катионы до 99% находятся в ионной форме.

Микрокомпонентный состав вод. В 2014–2015 гг. получены новые данные о микрокомпонентном составе термальных вод месторождения (табл. 2). Анализ результатов показывает, что среди сидерофильной группы элементов значимую концентрацию в водах имеют только железо, марганец, молибден, кобальт, никель. Содержания $\text{Fe}_{\text{общ}}$ в термальных водах месторождения Ходжа-оби-Гарм низкое и составляет 60–140 мкг/л. Содержание кобальта невысокое и находится в диапазоне $0,013$ – $0,039$ мкг/л. Концентрации никеля в источниках варьирует и может отличаться в разных скважинах почти на порядок, что вызвано, вероятно, неравномерным концентрированием элемента в водовмещающих породах.

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов в термальных водах месторождения Ходжа-Оби-Гарм, мкг/л

Микроэлементы	Скважина № 7	Скважина № 16	Микроэлементы	Скважина № 7	Скважина № 16
Li	991	953	Zn	1,8	1,6
Be	0,48	0,58	Ga	6,19	5,02
Al	122	77	As	5,31	4,96
Sc	0,09	0,06	Se	0,12	0,11
V	0,17	0,08	Rb	116	111
Cr	0,11	0,07	Sr	168	160
Mn	2,53	4,11	Ag	0,035	0,003
Fe	104	79	Cd	0,04	0,03
Co	0,04	0,01	Cs	219	211
Ni	0,42	0,07	Ba	1,6	1,3
Cu	1,45	0,85	Pb	3,34	0,28

Среди халькофильных элементов особого внимания заслуживают такие элементы как медь, цинк, галлий, мышьяк, селен, серебро, кадмий и свинец. Содержание меди в изученных термальных водах достаточно низкое, не превышает 2,2 мкг/л (табл. 2). Концентрации цинка также невысока и находится в диапазоне $0,8$ – $2,0$ мкг/л. Обнаружена довольно высокая концентрация галлия, мышьяка и свинца (мкг/л): $3,85$ – $7,21$; $4,58$ – $5,69$ и $0,44$ – $5,49$ соответственно. Содержание серебра и кадмия очень низкое и не превышают $0,01$ мкг/л (табл. 2).

Среди литофильных элементов очень высокая концентрация (мкг/л) выявлена для лития ($0,9$ – $1,03$), рубидия ($107,3$ – $122,6$), стронция ($151,7$ – $169,2$), цезия (204 – 231) и алюминия ($0,48$ – $126,5$). Концентрация марганца невысока ($1,18$ – $7,04$ мкг/л), а ванадия, хрома и бария очень низкая и не превышают нескольких мкг/л. Содержание бора невелико и составляет всего $0,31$ – $0,34$ мг/л. Отношение B:Cl равно $0,006$, что

практически в 4 раза меньше, чем в морской воде, и почти совпадает с этим показателем (0,04–0,007) в термальных источниках областей активного вулканизма. Соотношение Cl:Br=257 и очень близко по таковому в морских водах (293).

Соотношение Li:Rb:Cs составляет 100:12:23, это несколько выше, чем соотношение этих элементов в термальных водах Камчатки (Li:Rb:Cs=100:9:10) или в среднем в термальных водах Земли (100:13:14).

Термальные воды месторождения Ходжа-Оби-Гарм обогащены радоном — его концентрация составляет 22 нКи/л (814 Бк/л) — и характеризуются слабой радиоактивностью, что связано с условиями их формирования и циркуляции. Повсеместно в термальных водах, формирующихся в осадочных карбонатных и песчано-глинистых породах, содержание радона обычно колеблется в

пределах 1–3 нКи/л (37–111 Бк/л), в то время как термальные источники, локализованные в массивах кристаллических пород, содержат радона до 20 нКи/л (740 Бк/л). Столь высокое содержание Ra обнаружено в водах месторождений Белокуриха, Рахмановское, Копал-Арсан, Ак-Су, Гармчашма, Хахдаре и др.

Установлено, что накопление радона в термальных водах зависит не только от типа водовмещающих пород, но и от эманулирующей способности горных пород, размеров трещин и скорости движения подземных вод. При вскрытии скважинами зон и очагов с повышенной концентраций радия на ряде месторождений получены более радиоактивные воды, чем те, которые наблюдались при естественных выходах (Цхалтубо, Белокуриха, Ходжа-Оби-Гарм и др.). Отметим, что радиоактивность вод — одним из бальнеоло-

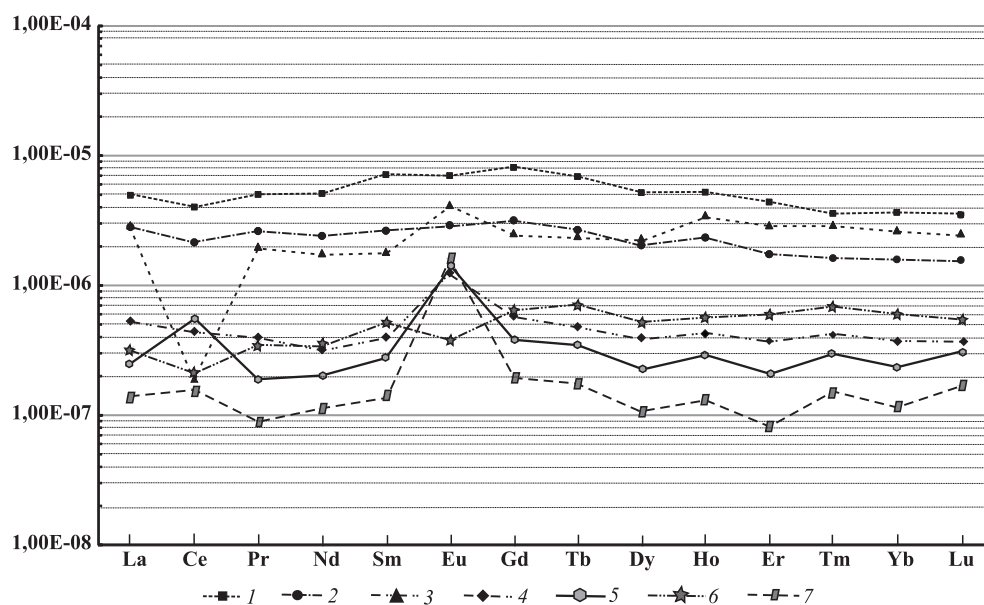
Таблица 3

Концентрации РЗЭ и иттрия в термальных водах месторождения Ходжа-Оби-Гарма и в азотных термах Сихотэ-Алиня (мкг/л)

Элементы	Месторождение Ходжа-Оби-Гарм				Источник Сайон*	Источник Кхутцин*	Источник Чистоводное*	Источник Феруза (Памир)
	скважина № 7		скважина № 16					
	минимум	максимум	минимум	максимум				
La	0,085	0,158	0,004	0,09	0,007	0,008	0,013	0,0928
Ce	0,138	0,292	0,011	0,156	0,016	0,009	0,016	0,014
Pr	0,016	0,04	0,001	0,021	0,002	0,003	0,004	0,0157
Nd	0,063	0,168	0,004	0,079	0,007	0,011	0,016	0,0583
Sm	0,014	0,041	0,001	0,015	0,002	0,003	0,004	0,0103
Eu	0,003	0,008	<ПО	0,003	0,001	0,0005	0,0004	0,0050
Gd	0,014	0,042	0,001	0,016	0,002	0,003	0,004	0,0131
Tb	0,002	0,006	<ПО	0,002	0,0003	0,0005	0,0007	0,0020
Dy	0,009	0,03	<ПО	0,012	0,001	0,002	0,004	0,0134
Ho	0,002	0,005	<ПО	0,002	0,0003	0,0005	0,001	0,0035
Er	0,006	0,015	0,006	<ПО	0,001	0,001	0,003	0,0099
Tm	0,001	0,002	0,001	<ПО	0,0001	0,0002	0,003	0,0015
Yb	0,004	0,011	<ПО	0,005	0,001	0,001	0,002	0,0083
Lu	0,001	0,002	0,001	<ПО	0,0001	0,0001	0,0004	0,0012
Y	0,055	0,138	0,002	0,064	н.д.	н.д.	н.д.	0,201
Σ _{РЗЭ}	0,358	0,82	0,023	0,41	0,040	0,043	0,072	0,249
Σ _{ЛРЗЭ}	0,319	0,707	0,021	0,365	0,035	0,035	0,053	0,196
Σ _{ТРЗЭ}	0,039	0,113	0,002	0,045	0,006	0,008	0,018	0,053
ЛРЗЭ, %	86,2	89,1	89	91,9	86,0	80,6	74,7	78,8
Eu/Eu*	−0,003	−0,036	0,001	0,089	−0,580	−0,778	−1,000	0,283
Ce/Ce*	−0,096	−0,095	−0,103	0,079	0,550	0,214	0,275	−1,109
Dy/Dy*	−0,117	−0,068	−0,210	−0,089	0,523	0,602	0,673	−0,105
Ho/Ho*	0,039	0,099	0,099	0,520	−0,523	−0,477	−0,544	0,124

Примечания. <ПО — ниже предела обнаружения прибора; н.д. — нет данных, * — данные из [Bragin et al., 2016]; Ce/Ce* = $\log(2Ce^*)/(La^* + Pr^*)$; Eu/Eu* = $\log(2Eu^*)/(Sm^* + Gd^*)$; Dy/Dy* = $\log(2Dy^*)/(Tb^* + Ho^*)$; Ho/Ho* = $\log(2Ho^*)/(Dy^* + Er^*)$; Ce*, La*, Pr*, Eu*, Sm*, Gd*, Dy*, Tb*, Ho*, Er* — нормализованное значение элемента по отношению к североамериканскому сланцу.

Рис. 3. Нормализованные графики распределения РЗЭ азотных термальных вод некоторых месторождений Евразии. 1 — скважина № 7, месторождение Ходжа-Оби-Гарм; 2 — скважина № 16, месторождение Ходжа-Оби-Гарм; 3 — углекислые минеральные воды Памира, источник Феруза; 4 — геотермы Камчатки, источник Карымшина [Чудаев и др., 2016]; 5 — геотермы Средней Паратунки, Камчатка [Чудаев и др., 2016]; 6 — азотные термы Сихотэ-Алиня, Приморье [Bragin et al., 2016]; 7 — геотермы Верхней Паратунки, Камчатка [Чудаев и др., 2016]



гических компонентов, определяющих лечебное значение азотных слабоминерализованных терм, поэтому при оценке их терапевтического значения необходимо учитывать концентрацию в них радона.

В статье приведены первые данные по содержанию редкоземельных элементов и иттрия в исследуемых термальных водах (табл. 3). Концентрация РЗЭ в рассматриваемых термальных водах в целом низкая и не превышает 1 мкг/л, а основная часть РЗЭ в растворе представлена легкими РЗЭ (более 80%). Столь небольшая концентрация РЗЭ в водах обусловлена pH термальных вод, который контролирует содержание РЗЭ в воде. Именно щелочные значения pH приводят к уменьшению количества РЗЭ [Sholkovitz, 1995].

Нормализованные спектры распределения РЗЭ представленные на рис. 3 довольно гладкие, с небольшим подъемом в области средних значений концентрации РЗЭ. Во всех изученных азотных термах присутствует отчетливо выраженная отрицательная цериевая аномалия, значения отношения Ce/Ce^* варьирует от $-0,1$ до $-0,96$ (табл. 3), что позволяет предположить окисление Ce^{3+} до Ce^{4+} в этом типе вод. Се — высокочувствительный компонент к реакции водной среды, его миграция происходит главным образом в виде комплексных соединений, коллоидов и взвесей. Окислительная обстановка подтверждается значениями окислительно-восстановительного потенциала (Eh) варьирующими от +300 до +500 мВ. Видимо, именно изменение валентности Се способствует его преимущественному удалению из воды и соосаждению с коллоидами (или новообразованными минеральными фазами).

Кроме того, в исследованных водах выявлена отрицательная аномалия диспрозия (абсолютные значения варьируют от $-0,07$ до $-0,21$), а также положительная аномалия гольмия (значения ва-

рьируют от 0,09 до 0,52). Природа этих аномалий пока не выяснена и нуждается в дальнейших исследованиях.

В отличие от многих термальных вод, формирующихся в массивах кристаллических пород [Bragin et al., 2016; Чудаев и др., 2016], в водах месторождения Ходжа-Оби-Гарм не обнаружено положительная аномалия европия (рис. 3), хотя основной минерал водовмещающих термальных вод представлен альбитом, и именно с его растворением обычно связывают пик европия в водах. Возможно, отсутствие европиевой аномалии в этих водах определено низкими концентрациями бария в воде.

Заключение. Гидрогеохимические исследования термальных вод месторождения Ходжа-Оби-Гарм показали, что к их характерным особенностям относятся высокая температура — $57,6\text{--}93\text{ }^{\circ}\text{C}$ и щелочность (pH 7,1–8). Кроме того, выявлена исключительно низкая общая минерализация термальных вод месторождения ($<300\text{--}400\text{ мг/дм}^3$). По химическому составу воды хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кремнистые и содержат повышенную концентрацию F, Si, Li, Al, Rb, Sr, Cs, а также обогащены радоном (до 22 нКи/л). Соотношение B:Cl не превышает 0,006 и практически совпадает с таковым в термальных источниках областей активного вулканизма. Корреляционные связи F- с HCO_3^- , SiO_2 и температурой, а также расчет индексов насыщения минералов позволяет предположить один источник для макро- и микрокомпонентов термальных вод, а именно растворение породообразующих алюмосиликатов. Концентрация РЗЭ в данных термальных водах в целом низкая ($<1\text{ мкг/л}$), причем более 80% РЗЭ составляют легкие РЗЭ. Для всех вод установлена отчетливая отрицательная цериевая аномалия, которая свидетельствует об окислении церия Ce^{+3} до церия Ce^{+4} .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР / Отв. ред. В.В. Иванов. М.: Геоминвод ЦНИИ КиФ, 1968. 120 с.
- Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. М.: Недра, 1989. 245 с.
- Брагин И.В., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Харитонов Н.А. Особенности взаимодействия вода-порода при формировании месторождений термальных вод Сихотэ-Алиня // Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 96–99.
- Гидрогеология СССР. Т. ХLI. Таджикская ССР / Ред. В.С. Самарина. М.: Недра, 1972. С. 472.
- Замана Л.В. О происхождении сульфатного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 2000. Т. 327, № 3. С. 361–363.
- Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 167 с.
- Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохова В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия. 2008. № 10. С. 10–63.
- Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонов Н.А. и др. Геохимические особенности распределения основных и редкоземельных элементов в Паратунской и Большебанной гидротермальных системах Камчатки // Тихоокеанская геология. 2016. Вып. 35. № 6. С. 102–119.
- Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V. et al. Geochemistry of thermal waters of continental margin of far east of Russia // Acta Geol. Sinica. 2016. Vol. 90, N 1. P. 276–284.
- Chelnokov G., Bragin I., Kharitonova N., Chelnokova B. Hydrochemistry of low-temperature thermal water of Primorye region (Russia) and environmental implications // J. Water Res. and Hydraulic Engineering. 2015. Vol. 3. P. 95–98.
- Helvachi C. Hydrogeochemical and hydrogeological integration of thermal waters in the Emet area (Kutahya, Turkey) // Appl. Geochem. 2004. N 1. P. 105–118.
- Kharitonova N.A., Vakh E.A., Chelnokov G.A. et al. Ree geochemistry in groundwater of the Sikhote-Alin fold region (Russian Far East) // Russ. J. Pacific Geology. 2016. Vol. 10, N 2. P. 141–154.
- Krainov S.R., Ryzhenko B.N. Modeling geochemical processes in a granite-water system with volatile anion-forming components in the context of thermal groundwater geochemistry // Geochem. Intern. 1996. Vol. 34, N 3. P. 203–215.
- Sholkovitz E.R. The Aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // Aquatic Geochemistry. 1995. Vol. 1, N 1. P. 1–34.

Поступила в редакцию
16.11.2016

**ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ
«ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»**

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, актом экспертизы, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимают на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

**Требования к оформлению статьи
и краткого сообщения**

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуются стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляют на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подписуточные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы, иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперидических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки необходимо предоставлять в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подписуточные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

Плата за публикацию не взимается.

*Благодарим вас за соблюдение наших правил
и рекомендаций!*

<http://www.geol.msu.ru/vestnik/index.htm>

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
И.С. БАРСКОВ — доктор биологических наук, профессор
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
С.В. БОГДАНОВА — профессор Университета Лунд, Швеция
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)
М.С. ЖДАНОВ — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США
Н.В. КОРОНОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.С. МАРФУНИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.В. ШЕЛЕПОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.
Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 28.10.2017. Формат 60×90¹/₈.
Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 9,5. Уч.-изд. л. . Тираж экз.
Изд. № 10 737. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
(ул. Академика Хохлова, 11)
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)
ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)