

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 3 • 2020 • МАЙ–ИЮНЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Дергачев А.Л. Роль и значение минерально-сырьевого комплекса для национальных экономик: твердые полезные ископаемые	3
Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Лейченков Г.Л., Максимова А.А. Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным	12
Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона	25
Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А. Реконструкция палеосолёности и батиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным	37
Жемчугова В.А., Маслова Е.Е. Вторичная доломитизация как фактор, определяющий коллекторские свойства нижнедевонских отложений восточного борта Хорейверской впадины (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн)	47
Евдокимов Н.В., Жемчугова В.А. Раннепермские органогенные постройки севера Тимано-Печорского бассейна	57
Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Носикова А.Д., Савченко Д.С., Коробова Н.И., Сауткин Р.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Новые представления о модели коллектора викуловской свиты Красноленинского месторождения (Западная Сибирь)	66
Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., Салаватова Д.С. Адсорбция ртути из водного раствора на синтетическом кремнийорганическом сорбенте	75
Гвозденко Т.А., Бакшеев И.А., Герасимова Е.И., Ханин Д.А., Червяковская М.В., Япаскерт В.О. Новые данные о химическом составе литиевых слюд из гранитных пегматитов Мурзинского массива (Средний Урал)	81
Питьева К.Е. Перспективы нефтегазоносности рифейских отложений Сибири по гидрогеологическим данным (на примере Куюмбинской структуры)	89
Хименков А.Н., Кошурников А.В., Соболев П.А. Фильтрация газа в мерзлых грунтах	97
Бричева С.С., Модин И.Н., Панин А.В., Ефремов К.Д., Матасов В.М. Строение четвертичных отложений в долине верхнего Днепра по данным изучения комплексом геофизических методов	104
Кошурников А.В. Основы комплексного геокриолого-геофизического анализа для исследования многолетнемерзлых пород и газогидратов на арктическом шельфе России	116
Капустин В.В., Чуркин А.А. Применение динамических атрибутов акустического сигнала для оценки контакта свай с вмещающими грунтами	126

Краткие сообщения

Хлебникова О.А., Терёхина Я.Е. Новые объекты в разрезе восточной котловины Черного моря по 3D сейсмическим данным	138
---	-----

CONTENTS

Dergachev A.L. Role and importance of mineral resource complex in national economies: solid minerals	3
Dubinin E.P., Shaikhullina A.A., Bulychev A.A., Leitchenkov G.L., Maksimova A.A. Structure of the tectonosphere of the Kerguelen plateau margins according to the geological and geophysical data	12
Simonov D.A., Zakharov V.S., Gilmanova G.Z., Didenko A.N. Neotectonic vertical movements of the South Sikhote-Alin and characteristics of self-similarity of the stream network	25
Merenkova S.I., Seregina I.F., Gabdullin R.R., Rostovtseva Yu.V., Bolshov M.A. Reconstruction of paleosalinity and bathymetry of Yenikal Strait in the Eastern part of the Paratetis Ocean in Sarmatian time according to geochemical data ..	37
Zhemchugova V.A., Maslova E.E. Secondary dolomitization as a factor determining the reservoir properties of the Lower Devonian deposits in Eastern edge of the Khoreyver depression (Timan-Pechora basin)	47
Evdokimov N.V., Zhemchugova V.A. Early Permian organogenic buildups within the Northern part of Timan-Pechora basin	57
Isakova T.G., Diakonova T.F., Nosikova A.D., Savchenko D.S., Korobova N.I., Sautkin R.S., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A. New notions of Vikulovskaya series reservoir model in the area of Krasnoleninskoye field (Western Siberia)	66
Fiaizullina R.V., Kuznetsov E.V., Salavatova D.S. Mercury adsorption from aqueous solution on a synthetic silicon-organic sorbent	75
Gvozdenko T.A., Baksheev I.A., Gerasimova E.I., Khanin D.A., Chervyakovskaya M.V., Yapaskurt V.O. New data on chemical composition of lithium mica from granitic pegmatites of Murzinka pluton (Central Urals)	81
Pitjeva K.E. Petroleum potential of the Riphean of the Siberian on hydrogeological data (on the example of the Kuyumbinskoe structure)	89
Khimenkov A.N., Koshurnikov A.V., Sobolev P.A. Gas filtration in frozen soils ..	97
Bricheva S.S., Modin I.N., Panin A.V., Efremov K.D., Matasov V.M. The Quaternary sediments structure in the upper Dnieper river valley based on combined geophysical survey	104
Koshurnikov A.V. Basics of complex geocryological-geophysical analysis for the research of permafrost and gas-hydrogates on the Arctic shelf of Russia	116
Kapustin V.V., Churkin A.A. Applying of dynamic acoustic signal attributes for evaluation of the contact between pile and soils	126
 <i>Brief communication</i>	
Khlebnikova O.A., Terekhina Ya.E. New objects in section of the eastern Black Sea basin from 3D seismic data	138

УДК 553.04

А.Л. Дергачев¹

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ НАЦИОНАЛЬНЫХ ЭКОНОМИК: ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

По мере экономического роста сокращаются возможности развивающихся экономик поддерживать высокий устойчивый темп экономического развития главным образом за счет увеличения производства минерального сырья, расширения его экспорта и извлечения горной ренты. Однако, хотя непосредственный вклад добычи и обработки твердых полезных ископаемых в национальную экономику при этом уменьшается, минерально-сырьевой комплекс приобретает новую функцию — обеспечение смежных отраслей промышленности необходимым им минеральным сырьем, он остается важным условием дальнейшего ускоренного экономического роста, вносит вклад в государственный бюджет, участвует в решении проблемы занятости и обеспечивает масштабные мультипликативные эффекты в экономике.

Ключевые слова: минеральные ресурсы, минеральное сырье, добыча минерального сырья, минерально-сырьевая база, минерально-сырьевой комплекс, экономика минерального сырья.

As the economy growth it gets unfeasible for emerging economies to maintain high and stable rates of economic growth predominantly owing to increase of mining production, expansion of mineral export and recovery of mineral rents. However, while direct contribution of mining and processing of mineral materials to national economy is reduced, mineral resource complex acquires a new function — supplying related industries with mineral raw materials, remains important factor of further accelerated industrial development, contributes to state budget, helps to solve employment problem and secures important multiplicative effects in national economies.

Key words: mineral resources, mineral raw materials, mining of mineral raw materials, mineral resource base, mineral resource complex, mineral economics.

Введение. Одна из важных причин формирования в последние десятилетия ряда негативных тенденций в развитии минерально-сырьевой базы России [Стратегия ..., 2019] — недооценка вклада, важности задач, места и роли в экономике страны минерально-сырьевого комплекса, составной частью которого является минерально-сырьевая база. При этом, если роль и значение запасов, добычи и экспорта энергоносителей, как правило, никем не оспаривается, то в отношении твердых полезных ископаемых сказанное о недооценке справедливо в полной мере.

Между тем минерально-сырьевой комплекс (МСК) — первое звено в цепи поставок материалов, из которых производится все необходимое для современной цивилизации, и важная составляющая мировой экономики. В дальнейшем его понимают как совокупность отраслей промышленности (горно-металлургической, горно-химической, благородных металлов, драгоценных и полудрагоценных камней, цементной и строительных материалов), основу которых составляют добыча и переработка твердых полезных ископаемых до получения первого или второго товарного продукта. Производство минерального сырья и металлов

вносит важный вклад в обеспечение устойчивого развития, борьбу с бедностью и создание рабочих мест. Однако вклад МСК в экономику сильно изменяется от страны к стране и зависит от стадии экономического развития, его значение неочевидно и его всегда нелегко обосновать.

Индекс вклада минерально-сырьевого комплекса в экономику. Значение добычи твердых полезных ископаемых для экономического развития 190 стран предлагается оценивать по индексу вклада минерально-сырьевого комплекса в их экономику (МСИ — mining contribution index) на основе концепции, предложенной Международным советом по горному делу и металлургии (ICMM) [International ..., 2019], но с рядом важных изменений и дополнений [Дергачев, 2019].

Индекс МСИ сводный, он рассчитывается на основе 5 факторов: 1) отношение стоимости произведенного минерального сырья к ВВП страны (%), 2) изменение этого отношения в 2014–2016 гг. (в процентных пунктах — п.п.), 3) доля минерального сырья и металлов в стоимости всего товарного экспорта страны (%), 4) изменение этого показателя в 2014–2016 гг. (п.п.), 5) минеральная рента, выраженная в долях ВВП страны (%). Для

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: alderg@geol.msu.ru

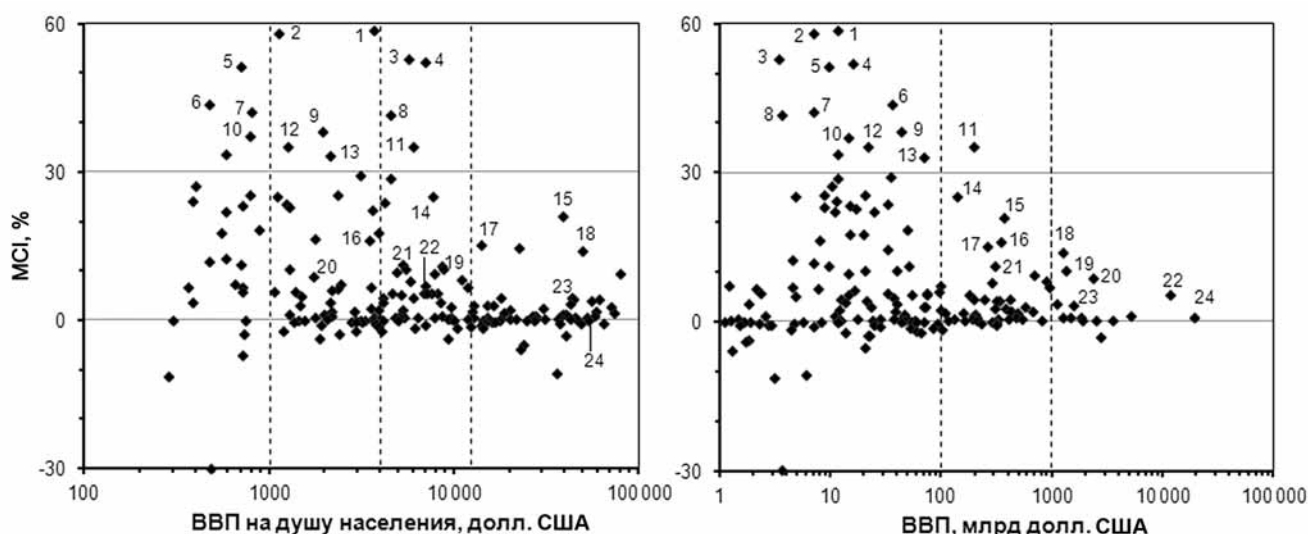


Рис. 1. Дифференциация стран по величине вклада минерально-сырьевого комплекса в их экономику (по индексу МСИ, %) в 2016 г. Цифрами обозначены страны: 1 — Монголия, 2 — Киргизия, 3 — Суринам, 4 — Ботсвана, 5 — Гвинея, 6 — ДРК, 7 — Таджикистан, 8 — Гайана, 9 — Гана, 10 — Мали, 11 — Перу, 12 — Замбия, 13 — Узбекистан, 14 — Казахстан, 15 — ОАЭ, 16 — Египет, 17 — Чили, 18 — Австралия, 19 — Россия, 20 — Индия, 21 — ЮАР, 22 — Китай, 23 — Канада, 24 — США

определения вклада каждого из перечисленных параметров (msi_1 , msi_2 , msi_3 , msi_4 , msi_5) в индекс МСИ конкретной страны значение каждого из них сначала нормировалось на его максимальное значение в ряду из 190 стран, после чего умножалось на 100. Показатель МСИ (%) затем рассчитывали как среднее арифметическое из этих пяти величин (или трех в тех сравнительно редких случаях, когда для той или иной страны отсутствовали сведения о стоимости продукции МСК и динамике ее изменения).

Данные о стоимости произведенной продукции МСК в 2014 и 2016 гг. заимствованы из публикаций Международного совета по горному делу и металлургии [International..., 2019], а сведения о доле минерального сырья и металлов в товарном экспорте были получены из базы данных Конференции ООН по торговле и развитию [UN Trade Statistics, 2019]. Минеральная рента — извлекаемая при разработке минеральных ресурсов добавочная прибыль, которая образуется за счет существующих в стране природных факторов: более крупных запасов полезного ископаемого, более высокого качества сырья, особо благоприятных горно-геологических условий разработки, удобного расположения месторождений относительно существующей инфраструктуры. Сведения о размерах минеральной ренты (в долях ВВП страны) публикуются Всемирным банком [The World Bank, 2019].

Показатель МСИ не представляет собой меру экономического процветания и успеха той или иной страны, не отражает ее позиции на мировом рынке минерального сырья или ее долю в мировой добыче полезных ископаемых. Однако он может быть хорошей отправной точкой при изучении зависимости страны от МСК на основе учета разных

аспектов его влияния на экономику. При этом более высокий показатель МСИ свидетельствует о большей роли МСК в экономике, и по величине этого индекса можно сравнивать страны.

Анализ результатов. В 2016 г. величина МСИ для 190 стран изменялась в интервале от $-28,9$ до $58,9\%$. Из 41 страны с отрицательными величинами МСИ в 37 странах ВВП не превышал 100 млрд долл. США (в дальнейшем долл.). Таким образом, отрицательные величины МСИ свойственны в основном небольшим экономикам, сильно зависящим от состояния дел в МСК. В связи с этим в дальнейшем сравнение по величине МСИ проводится в пределах групп (млрд долл.) крупных (>1000), средних ($100-1000$) и относительно малых экономик (≤ 100). В каждой группе преобладают экономики с $MSI \leq 10\%$. Однако от одной группы к другой с переходом к странам с большим объемом ВВП и более высоким доходом на душу населения происходит закономерное снижение верхнего предела значений МСИ (рис. 1).

Индекс МСИ в интервале от 10 до 30% имели 24 малые экономики, но лишь 5 средних и только 2 крупные (Австралия и Россия). Индекс МСИ превышал 30% лишь в 13 из 190 стран, которые, за исключением Перу, относились к сравнительно малым экономикам. Среди всех стран наиболее зависимы от МСК в 2016 г. были (МСИ, %) Монголия (58,9), Киргизия (58,2), Суринам (52,9), Ботсвана (52,2), Гвинея (51,5), ДРК (43,9), Гана (38,4) и Мали (37,3), хотя стоимость минерально-сырьевой продукции, произведенной в этих странах, была сравнительно небольшой и колебалась от 0,9 до 7,9 млрд долл.

Примечательно, что из 10 стран, где добыча твердых полезных ископаемых в 2016 г. оценивалась более чем в 30 млрд долл., намного более

низкие значения МСИ (%) имели даже Австралия (13,8) и Чили (15,4). ЮАР (11,5), Россия (10,4), Индия (9,0), Индонезия (6,9) и Китай (5,7) характеризовались небольшими, а Канада, Бразилия, и США — очень низкими значениями индекса (в интервале от 3,3 до 0,9). Эти страны обеспечивали почти 80% всего производства минерального сырья в мире (в стоимостном выражении) и вносили свыше 34% в мировой экспорт этой продукции. Однако в силу огромности их ВВП и товарного экспорта им отвечали низкие значения индекса МСИ, т.е. прямой вклад МСК в их экономики относительно мал и снижается по мере их экономического развития.

Причина указанного заключается в том, что рост ВВП в конкретной стране в принципе не ограничен, в то время как размер вклада МСК в него имеет естественное ограничение: численность месторождений и запасы полезных ископаемых конечны, а добыча и экспорт минерального сырья не могут в течение длительного времени возрастать тем же темпом, что ВВП (особенно в быстро растущих экономиках) и товарный экспорт в целом. Если бы для удвоения ВВП страны, например, всякий раз требовалось бы двукратное увеличение добычи минерального сырья, его экспорта и т.д., задача экономического роста даже при наличии богатейших ресурсов со временем стала бы невыполнимой.

В странах с малым объемом ВВП влияние МСК на экономическое развитие особенно очевидно. Так, экономика Ботсваны (МСИ = 52,2%) сильно зависит от добычи алмазов. В 1970–1990-х гг. начало или расширение производства на каждой из трех крупнейших кимберлитовых трубок страны имело следствием рост добавленной стоимости в МСК и его непосредственного вклада в ВВП, а также высокий темп роста экономики в целом (25% в 1971 и 1972 г. по сравнению с 8,7% в среднем в 1961–1970 гг.; 15% в 1978 г.; 13,1% в 1983 г. после увеличения добычи с 1,17 до 4,83 млн карат и 19,4% в 1988 г.). Добыча алмазов обеспечила также рост товарного экспорта, создание новых рабочих мест, пополнение государственного бюджета. Даже в 2016 г. добыча алмазов вносила 20,5% в ВВП страны, обеспечивала получение 88,3% всех внешнеторговых поступлений и около 1/3 доходов правительства, а создание одного рабочего места в МСК обеспечивало дополнительно 3–5 рабочих мест в смежных областях.

В Ботсване и многих других странах на начальной стадии индустриализации МСК был драйвером экономического развития страны в целом, поскольку инвестиции в добычу полезных ископаемых придали импульс росту в других секторах экономики, в том числе в сфере транспорта, строительства и финансовых услуг. В результате в 1966–2014 гг. Ботсвана по темпу роста ВВП на душу населения (в среднем 5,9% в год), рассчи-

танному по паритету покупательной способности, занимала первое место среди стран Африки, хотя и уступала другим быстро развивавшимся странам мира, прежде всего Ю. Корее (6,3%) и Китаю (7,5%).

Однако в такой модели ускорение экономического развития достигается за счет роста добычи минерального сырья (нередко значительно опережающего рост ВВП), и для увеличения ВВП в 1975–2015 гг. в 15 раз и обеспечения сравнительно высокого среднего темпа его роста Ботсване пришлось бы нарастить добычу алмазов в 48 раз. В то же время в этой сравнительно небольшой стране ресурсы удобно расположенных, крупных и богатых месторождений алмазов высокого качества не бесконечны, и беспредельно наращивать производство в МСК невозможно. Кроме того, с 2000 г. в стране вообще не было выявлено ни одного нового значительного месторождения.

В результате, достигнув максимального значения 24 млн кар. в 2006 г., добыча ювелирных алмазов в Ботсване к 2018 г. сократилась до 16 млн кар., а вклад добавленной стоимости, созданной в МСК, в ВПП страны с 45% в 2001 г. упал до 16,4%. Несмотря на колебания, вызванные изменением спроса на рынке алмазов, как только в стране перестали открывать новые крупные кимберлитовые трубки и запускать новые мощные добывающие предприятия, рост добычи алмазов замедлился. Если в 1976–1990 гг. физический объем добычи ювелирных алмазов в стране возрастал в среднем на 37,6%, то в 1991–2018 гг. произошло замедление до 1,9% в год. Эта стало одной из важнейших причин замедления роста ВВП в Ботсване с 13,2% в среднем в 1968–1990 гг. до 4,5% в 1991–2017 гг., а в последнее десятилетие темп роста ВВП был ниже среднего для африканских стран к югу от Сахары. В 1995–2009 гг. с 71,7 до 54,3% сократился и вклад МСК в экспорт товаров. Уменьшение товарного экспорта в 2007–2009 гг. на 33% было обусловлено в основном (на 75%) снижением экспорта сырых алмазов. Ускоренное экономическое развитие Ботсваны за счет увеличения добавленной стоимости в МСК и экспорта сырых алмазов стал невозможен. Наряду с ростом безработицы это потребовало от правительства страны срочных усилий по диверсификации экономики.

Опыт многих стран, идущих по пути индустриализации, показывает, что в условиях кризиса возможностей задачей становится увеличение добавленной стоимости за счет постепенного удлинения технологических рядов по переработке минерально-сырьевой продукции. По мере исчерпания возможностей экономического роста за счет расширения добычи и экспорта минерального сырья функцией МСК во все большей мере становится обеспечение оптимальных условий развития экономики, диверсифицированной по отраслям, через снабжение сырьевыми материа-

лами обрабатывающих отраслей, производящих и экспортирующих не относительно дешевые руды и концентраты, а продукцию более высоких переделов. В случае Ботсваны, например, такую роль сыграли десятки предприятий по огранке алмазов, которые составили самый крупный сектор обрабатывающей промышленности в стране. Их создание в середине 2000-х гг. привлекло в Ботсвану значительные инвестиции, позволило создать тысячи новых рабочих мест и сделало возможным экспорт бриллиантов, а после запуска первых ювелирных фабрик — еще и ювелирных изделий. В результате удалось переломить тенденцию к снижению вклада МСК в товарный экспорт Ботсваны, который после сокращения в 1995–2009 гг. возрос до 90,1% в 2017 г. Предполагается, что в перспективе все возрастающую долю добытых в Ботсване сырых алмазов будут обрабатывать внутри страны и превращать в ювелирные изделия, предназначенные на экспорт. При этом доля сырых алмазов в товарном экспорте будет и далее уменьшаться, а доля продукции обрабатывающих отраслей — возрастать. Это означает, что в условиях роста ВВП и падения добычи на крупнейших кимберлитовых трубках будет сокращаться и непосредственный вклад МСК в экономику.

Таким образом, по мере экономического развития добывающих минеральное сырье стран сокращаются их возможности поддерживать высокий устойчивый темп экономического роста преимущественно за счет экстенсивного фактора — увеличения объема добычи минерального сырья, возрастания его доли в товарном экспорте и извлечения минеральной ренты. Часто это ошибочно воспринимают как снижение значения МСК, в том числе и минерально-сырьевой базы для экономики страны. Хотя непосредственный вклад МСК в экономику, оцениваемый по величине МСИ, действительно снижается, он приобретает новую функцию — обеспечение сырьем смежных отраслей. При этом минерально-сырьевой комплекс продолжает играть важную роль в формировании бюджета государства и решении проблем занятости, обеспечивает крупные мультипликативные эффекты в экономике страны и т.д.

Сходные процессы в разное время протекали и в крупнейших экономиках мира, в частности, в китайской. Первое десятилетие экономических реформ в Китае (после 1978 г.) ознаменовалось быстрым ростом экспорта всех видов минеральной продукции. Так, в начале периода, в 1978 г. Китай обеспечивал 9,3% мировой добычи флюорита (4-е место в мире), экспортировалось 60% китайского флюорита. В 1978–1989 гг. добыча этого сырья возросла в 3,8 раза (28,7% мировой), физический объем его экспорта — в 4,5 раза, а его потребление внутри страны — только в 2,8 раза (рис. 1). Увеличение рудничной добычи флюорита в 1978–1989 гг. лишь на 26% стимулировалось ростом внутреннего

спроса, а на 74% — ростом экспорта, стремлением получивших большую самостоятельность экономических субъектов заработать твердую валюту. Это привело к тому, что в 1981–1982 гг. экспорт достиг 118% официальной рудничной добычи, а кажущееся внутреннее потребление (добыча — экспорт + импорт) опускалось ниже нулевой отметки. В целом в этот период в Китае была реализована модель экспортно ориентированного МСК, выполнявшего роль важного источника внешнеторговых поступлений, донора средств, необходимых для ускоренной индустриализации и создания в стране современной инфраструктуры. Развитие МСК стало одной из приоритетных задач экономической политики китайского правительства.

В дальнейшем по мере роста черной металлургии, алюминиевой и химической промышленности в Китае произошел лавинообразный рост внутреннего потребления флюорита, которое к 2016 г. увеличилось в 7,1 раза по сравнению с 1989 г. В то же время рудничная добыча флюорита в Китае достигла максимума в 2010 г. и после этого по разным причинам стала постепенно сокращаться. В целом в 1989–2016 гг. она возросла лишь 2,5 раза, поэтому прирост потребления быстро растущей китайской индустрией флюорита различных сортов был достигнут лишь на 75% за счет увеличения добычи сырья, но почти на 25% за счет сокращения его экспорта к 2016 г. — в 3,5 раза по сравнению с 1998 г. В 2016 г. было экспортировано лишь 5% китайского рудничного производства флюорита против 56% в 1998 г.

В 1998–2016 гг. нетто-экспорт флюорита из Китая снизился с 1321,9 до 375 тыс. т, а доходы от внешней торговли им сократились с 130,1 до 72,7 млн долл. Однако сокращение сырьевого экспорта стало одним из условий для резкого роста производства в стране, например, плавиковой кислоты и расширения ее экспорта с 9,7 до 233,6 тыс. т, в результате чего поступления от внешней торговли возросли на 229,5 млн долл., что с избытком перекрыло потерю доходов от сокращения экспорта сырого флюорита. По мере экономического развития Китай, подобно многим другим странам, поддерживая или даже расширяя масштабы добычи минерального сырья, сначала сокращал его экспорт, а в дальнейшем иногда даже превращался в его нетто-импортера, предпочитая продавать за рубеж не относительно дешевое сырье, а его производные с более высокой добавленной стоимостью.

Таким образом, в разные моменты времени для разных видов полезных ископаемых Китай постепенно перешел к преимущественно внутреннему потреблению минерального сырья, и по ряду позиций он уже утратил положение важного экспортера на мировом рынке. Вклад продукции МСК в товарный экспорт страны, а нередко и аб-

солютный размер сырьевого экспорта сократился из-за роста внутреннего потребления и (или) роста стоимости товарного экспорта в целом, в том числе расширения экспорта продукции быстро формирующихся новых отраслей индустрии. Так, в Китае в 1997–2017 гг. на фоне роста стоимости экспортируемых жемчуга, драгоценных и полудрагоценных камней в 4,6 раза, руд и концентратов металлов в 5,9, цветных металлов в 9,1, промышленных минералов и горно-химического сырья в 2,8 раза произошло уменьшение суммарного вклада всех этих статей минерального экспорта в совокупную стоимость товарного экспорта страны с 2,3 до 1,3%. Естественным следствием этого стало снижение величины msi_3 , а в определенных обстоятельствах и msi_4 .

В 2016 г. среди 22 стран с ВВП >500 млрд долл. Китай имел самое низкое значение msi_3 (1,4%) и демонстрировал негативную динамику вклада минерального сырья в товарный экспорт в 2014–2016 гг. ($msi_4 = -0,8\%$). В 2011–2016 гг. в Китае наблюдалась устойчивая тенденция к снижению вклада горной ренты в ВВП с 2,8 до 0,4% (уменьшалась величина msi_3). Такое снижение лишь частично (на 52%) объяснялось ростом ВВП страны в 1,8 раза (в постоянных деньгах), а на 48% было обусловлено исчерпанием и ухудшением качества запасов наиболее рентабельных месторождений. В то же время стоимость продукции МСК Китая в силу естественных причин по темпу роста, взятому за достаточно продолжительный период времени, отстает от ВВП, а в худшем случае даже демонстрирует отрицательную динамику, что означает неизбежное уменьшение показателей msi_1 и msi_2 .

Как видно, в ходе экономического развития в Китае происходило уменьшение важнейших составных частей комплексного индекса МСИ, что сигнализирует о сокращении непосредственного вклада МСК в экономику страны и изменении его роли. Главной его функцией стало гарантированное обеспечение национальной экономики минеральным сырьем из собственных источников, создание, таким образом, оптимальных условий для роста промышленного производства и поддержания достигнутого в этой стране высокого темпа экономического развития.

Китай обладает обширной территорией, которая характеризуется чрезвычайным разнообразием геологических обстановок рудообразования и как следствие огромной и диверсифицированной по видам сырья минерально-сырьевой базой — важнейшей составной частью мощного национального МСК. Благодаря этому задача максимально полного обеспечения китайской экономики многими, хотя уже далеко не всеми, видами минерального сырья за счет собственных месторождений в течение длительного времени более или менее успешно решалась.

Однако существует ряд стран, где в период индустриализации МСК и важнейшая его составная часть — минерально-сырьевая база экономики — в целом не справились с аналогичной задачей. Это относится, в частности, к Ю. Корее, которая испытывает дефицит природных ресурсов, в том числе минерально-сырьевых, и имеет интегральный показатель вклада МСК в экономику один из самых низких среди 22 стран с ВВП >500 млрд долл. ($MSI = 0,97\%$). В отсутствие важнейшей предпосылки ускоренного развития индустрии — достаточно мощного МСК и крупных источников минерального сырья на национальной территории — средний темп экономического роста в Ю. Корее снизился почти в 2 раза по сравнению с 1999–2007 гг. и поддерживался в 2008–2017 гг. на уровне 3,1% в год только ценой превращения страны в одного из крупнейших покупателей минерального сырья и его производных на мировом рынке (10-е место в мире по стоимости минерального импорта). Таким образом, Ю. Корея вынужденно перешла к небезопасной в геополитическом отношении модели обеспечения национальной промышленности дефицитными минеральными материалами в возрастающей мере за счет их импорта.

По тому же пути в настоящее время идут и быстро развивающиеся экономики Китая, Индии, Бразилии, Турции, Индонезии и других стран. В условиях быстро нарастающего кризиса возможностей с 2007 г. Китай окончательно превратился в нетто-импортера минерального сырья и крупнейшего покупателя такой продукции (26,2% закупок продукции МСК на мировом рынке в 2017 г.), а многочисленные китайские компании активно инвестируют в разработку полезных ископаемых по всему миру. Еще раньше, к 1995 г., нетто-импортерами минерального сырья стали страны с более бедными минеральными ресурсами, где вклад МСК в экономику систематически снижается, в том числе Индия, Ю. Корея и Турция, а с 2017 г. — даже Бразилия; после 2011 г. стал сокращаться нетто-экспорт минеральной продукции из Индонезии и Мексики.

Значительно ранее такой же путь развития прошли Италия, Испания, Нидерланды, Франция, Германия, Великобритания, США и Швеция, которые в 2016 г. характеризовались самыми низкими значениями МСИ в группе 22 крупнейших экономик. Большинство этих стран в той или иной мере испытывает обостряющийся дефицит территории, водных, лесных, топливно-энергетических, минерально-сырьевых ресурсов, в них переориентация на постиндустриальную структуру экономики и постепенный вынос материалоемких обрабатывающих отраслей за пределы национальной территории были вынужденными и стали реакцией на кризис возможностей для продолжения индустриального развития. Ориентиром для оценки его перспектив

может служить величина индекса вклада МСК в экономику. Так, благодаря вниманию правительства страны к развитию минерально-сырьевой базы и горнодобывающей отрасли вклад МСК в экономику Китая один из самых значительных ($МСИ = 5,7\%$) среди крупнейших экономик и намного превосходит соответствующий показатель не только в США ($0,91\%$) и в пяти других крупнейших экономиках мира ($ВВП > 2000$ млрд долл.), но и во многих постиндустриальных странах, значительно уступающих Китаю по размерам ВВП, например, в Испании ($0,90$), Швеции ($0,68$), Италии ($0,48$), Нидерландах ($0,46$).

Анализ данных 22 крупнейших экономик мира ($ВВП \geq 500$ млрд долл.) показывает, что в половине из них индекс МСИ не превысил $1,2\%$, а средний темп экономического роста в 2012–2016 гг. был ниже среднего мирового значения и колебался от $-0,5$ до $2,8\%$ в год вне зависимости от вклада МСК в экономику (рис. 2). Самые высокие для крупнейших экономик средний темп роста ВВП достигнут в странах с высоким вкладом МСК в экономику ($5,7 < МСИ < 9,0$ в 2016 г.), в том числе (% в год) в Китае ($7,3$), Индии ($6,9$), Турции ($5,5$) и Индонезии ($5,3$). Это подтверждает сделанный ранее вывод, что высокий темп экономического роста на стадии индустриального развития возможен только при соответствующей поддержке со стороны национального минерально-сырьевого комплекса [Дергачев, Старостин, 2018].

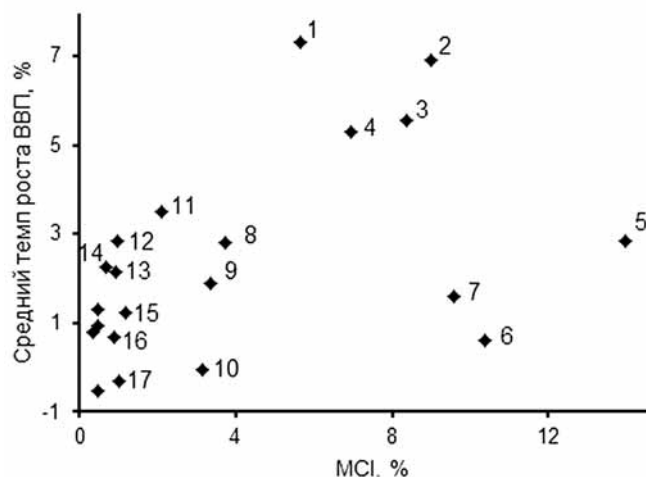


Рис. 2. Соотношение вклада МСК в 22 крупнейшие экономики мира ($ВВП \geq 500$ млрд долл. США) в 2016 г. и среднего темпа роста этих экономик в 2014–2016 гг. Цифрами обозначены страны: 1 — Индия, 2 — Китай, 3 — Турция, 4 — Индонезия, 5 — Австралия, 6 — Россия, 7 — Швейцария, 8 — Мексика, 9 — Канада, 10 — Аргентина, 11 — Саудовская Аравия, 12 — Ю. Корея, 13 — США, 14 — Швеция, 15 — Япония, 16 — Испания, 17 — Бразилия

Большой вклад МСК в экономику страны (высокое значение МСИ) — важная предпосылка, обязательное, но не достаточное условие для обеспечения высокого темпа роста ее экономики. Он дает ей неоспоримые экономические и социальные преимущества, однако как и в какой мере они

будут использованы, зависит от многих факторов, среди которых решающую роль играет качество системы управления. Хорошо иллюстрируют это экономики Австралии и России.

Австралия — страна переселенческого капитализма, где структура экономики, как, например, и в Канаде, Новой Зеландии или ЮАР, изначально была заложена переселенцами из Европы таким образом, чтобы удовлетворять потребности метрополии в дефицитных для нее видах ресурсов, в том числе минерально-сырьевых. Для Австралии характерен, с одной стороны, постиндустриальный тип экономической системы, а с другой — сохраняющаяся с колониальных времен аграрно-сырьевая специализация хозяйства, зависящая от потребностей метрополии, а впоследствии от запросов основных экономических партнеров. Им требуются высококачественные австралийские железные руды, бокситы, концентраты цветных металлов для их предприятий, а не австралийский алюминий, сталь или цинк, например, и тем более не машины или иные готовые изделия из австралийских минеральных материалов. В 2016 г. индекс вклада МСК в экономику Австралии достигал $14,0\%$, максимального для крупных экономик значения. Однако он не представляет собой базу для развития других отраслей национальной экономики, поскольку сложившееся международное разделение труда препятствует росту обрабатывающих отраслей; наукоемкое и высокотехнологичное производство в Австралии практически отсутствует, а в число постиндустриальных стран она вошла не в результате кризиса возможностей, а практически минув стадию индустриального развития. В этом смысле продукция ориентированного на экспорт австралийского МСК и минерально-сырьевая база страны оказываются не востребованы ее экономикой. В то же время спрос на австралийские минеральные товары на мировом рынке колеблется в соответствии с мировой конъюнктурой, и средний темп роста ВВП страны в 2012–2016 гг. не превышал средний мировой уровень $2,9\%$ в год.

В России в 2012–2016 гг. средний темп роста ВВП составлял всего лишь $0,6\%$ в год, т.е. был существенно ниже, чем в других странах с сопоставимым объемом ВВП и близкими значениями МСИ. Но среди 22 стран с $ВВП > 500$ млрд долл. Россия в 2016 г. по вкладу в стоимость продукции мирового МСК ($91,5$ млрд долл., или $6,0\%$) уступала лишь Китаю ($41,2\%$) и Австралии ($8,1\%$). По стоимости произведенной минеральной продукции, нормированной на ВВП, Россию ($7,1\%$) в этой группе опережала лишь Австралия ($10,2\%$). Несмотря на проблемы в экономике и неблагоприятные внешние условия Россия в 2014–2016 гг. нарастила стоимость продукции МСК (в долях ВВП) на $2,9$ п.п.; лучшую динамику продемонстрировал лишь МСК Китая ($+4,1$ п.п.). Для сравнения — в США, Великобритании, Швеции, Испании,

Нидерландах, Италии, Японии, Швейцарии, Ю. Кореи этот показатель измерялся несколькими сотыми долями п.п. По вкладу минеральной ренты в ВВП (1,0%) Россия в 2016 г. среди 22 крупнейших экономик уступала лишь Австралии (4,5%) и Бразилии (1,4%), оставив позади не только Канаду, но даже Индонезию и Мексику и превзойдя соответствующий показатель во Франции, Германии, Японии, Италии, Ю. Кореи, Нидерландах, Испании, Швеции в десятки—сотни раз. По стоимости минерального экспорта Россия в этой группе занимала только 9-е место, уступая не только США и Австралии (а также Швейцарии и Великобритании, которые, не добывая ни золота, ни алмазов, активно участвуют в торговле этой продукцией, произведенной МСК других стран), но и Канаде, Индии и даже Китаю. Однако в стоимости российского товарного экспорта минеральные товары и металлы составляли 8,5%, что позволило стране занять 7-е место (%) после Австралии (36,3), Индии (14,3), Бразилии (13,1), Канады (10,1), Турции (9,5), а также Швейцарии (29,5). Примечательно, что по стоимости импорта минерального сырья (3,9 млрд долл.). В группе из 22 крупнейших экономик Россия была важнейшим нетто-экспортером минеральных товаров (20,4 млрд долл.), уступая в этом отношении лишь Австралии (65,3 млрд долл.).

Минеральный экспорт России с 2009 по 2012 г. вырос на 115,4%, а затем в 2012–2016 гг. снизился на 33,8%. В те же периоды в целом товарный экспорт страны сначала возрос на 73,9%, а затем испытал падение на 45,6%. Таким образом, российский экспорт минеральных товаров возрастал быстрее товарного экспорта в целом в периоды экономического подъема и выполнял стабилизирующую роль в трудные для экономики времена. Это уникальная ситуация среди крупнейших экономик (за исключением Индии). В то время как в половине из 22 стран в 2014–2016 гг. произошло уменьшение вклада продукции МСК в товарный экспорт, особенно значительное в Австралии и Бразилии, в России он возрос на 2,2 п.п.; более значительный прирост (п.п.) был достигнут лишь в Турции (3,4), Индии (2,6) и по уже понятной причине — в Швейцарии (2,5).

Если основываться на стоимостных показателях, российский МСК достаточен для удовлетворения внутренних потребностей в минеральных материалах, позволяет минимизировать зависимость страны от их импорта и сопряженные с ним риски, сохраняет значительный экспортный потенциал и дает возможность получать горную ренту.

В целом среди 22 крупнейших экономик Россия по величине комплексного индекса МСИ (10,4%) вторая после Австралии (14,0%), и, таким образом, вклад МСК в ее экономику оказывается существенно выше, чем в большинстве стран, сопоставимых по объему ВВП. К стоимостным по-

казателям следовало бы также добавить по крайней мере необычайно разнообразие типов полезных ископаемых на территории страны (в России разведаны запасы практически всех известных видов полезных ископаемых), все еще сохраняющуюся высокую обеспеченность нынешнего уровня их добычи рентабельными запасами, которая оценивается в 25–30 лет даже для стратегических и наиболее значимых видов полезных ископаемых [Стратегия..., 2019], наличие в стране компетенций, необходимых для эффективного осуществления собственными силами поисков, разведки и добычи, транспортировки и переработки минерального сырья в большом объеме.

Несмотря на накопившиеся проблемы и необходимость глубокой модернизации минерально-сырьевого комплекса, которая заслуживает отдельного обсуждения, по вкладу МСК в российскую экономику, оставшимся от СССР сырьевому заделу и обеспеченности запасами, а также сохраняющимся богатейшим ресурсам недр, Россия до сих пор занимает уникальную позицию и обладает важными преимуществами перед большинством крупнейших экономик, прежде всего перед постиндустриальными странами, минерально-сырьевой потенциал которых недостаточен для удовлетворения потребностей их экономик или близок к истощению и требует дополнения расширяющимся импортом сырьевых товаров или отказа от многих производств, потребляющих минерально-сырьевые материалы. Высокий вклад МСК в экономику современной России свидетельствует об отсутствии каких-либо непреодолимых природно-сырьевых ограничений на продолжение индустриального развития, не завершено к началу экономических реформ 1990-х гг., а также препятствий естественного характера для роста ВВП страны с темпом не ниже 5% в год, который достигнут другими странами, где продолжается индустриальное развитие (Китай, Индия, Турция, Индонезия) и где, подобно России, МСК и его составная часть — минерально-сырьевая база, продолжают вносить крупный вклад в экономику.

Причина низкого темпа роста ВВП страны, таким образом, заключается не в кризисе возможностей в виде исчерпания важнейшего фактора индустриального развития, а в том, как он использовался, в кризисе потребностей, в не востребовавности этого естественного конкурентного преимущества России. На протяжении десятилетий имели место деиндустриализация и примитивизация промышленности, когда были ликвидированы целые отрасли экономики, сокращение объема промышленного производства исчислялось десятками процентов год, сворачивался внутренний рынок минерального сырья, снижалась вплоть до полного прекращения добыча некоторых видов полезных ископаемых; вялый рост демонстрировало внутреннее потребление

только наиболее дешевой минеральной продукции (например, стройматериалов), а объем поисково-разведочных работ часто не позволял даже простое воспроизводство минерально-сырьевой базы, не говоря уже о воспроизводстве ее качества.

В остальных крупнейших по объему ВВП экономиках при переходе к инновационной или постиндустриальной стадии развития индустриальная производственная база сохранялась, модернизировалась и использовалась как основа. Россия же с начала 1990-х гг. оказалась одной из очень немногих стран, где модернизация, структурные преобразования в экономике, переход к постиндустриальной модели были поняты как необходимость демонтажа индустрии, а значит, и МСК, снабжавшего ее минеральными материалами. Высокий вклад МСК в экономику страны и ее экспорт рассматривался как свидетельство архаичности ее структуры, тогда как были все основания считать его указанием на слабость и низкую конкурентоспособность остальных отраслей экономики. Естественно, под вопрос ставилась и целесообразность затрат на геологоразведочные работы и поддержание основы индустриальной экономики — минерально-сырьевой базы страны, без чего Россия в перспективе неизбежно столкнулась бы с необходимостью сначала сокращать традиционный минерально-сырьевой экспорт, а затем и с дефицитом сырья для обрабатывающих отраслей. Вопросом времени стала бы смена кризиса потребностей уже настоящим кризисом возможностей. В настоящий момент кажется маловероятной реализация в России небезопасной по геополитическим причинам южнокорейской модели обеспечения национальной промышленности преимущественно за счет импорта минеральных материалов. Однако внутреннее потребление ряда дефицитных металлических полезных ископаемых, индустриальных минералов и горно-химического сырья уже сейчас обеспечивается импортом или складированными запасами.

При нынешнем масштабе добычи некоторых полезных ископаемых обеспеченность их запасами достаточно высока. Однако для России один из стратегических национальных приоритетов — повышение уровня жизни граждан; он должен быть поддержан экономическим ростом с темпом, превышающим среднемировой. Опыт многих стран показывает, что никакая экономика услуг не в состоянии обеспечить темп роста ВВП существенно выше среднего мирового. Решение такой задачи возможно только на пути продолжения индустриального развития, а с ростом уровня жизни и промышленного производства неизбежно будет увеличиваться и внутреннее потребление минерального сырья. Реализуемая в настоящее время правительством страны модель экономического роста в период до 2035 г. предполагает ускорение роста промышленного производства преимущест-

венно за счет несырьевых отраслей. Однако, как показано ранее в [Пушаровский и др., 2018], для достижения и поддержания среднего темпа роста ВВП в странах, наиболее быстро развивавшихся в последние 35 лет (Китай, Индия, Турция, Индонезия), России уже в ближайшие годы могут потребоваться увеличение производства минеральных материалов на 2,5–5,0% в год и соответствующее воспроизводство минерально-сырьевой базы.

Рассмотренная выше на примере экономик Ботсваны, Китая, США, Ю. Кореи закономерность перехода от экспортно-ориентированной модели МСК к модели преимущественно внутреннего потребления добываемого минерального сырья смежными отраслями, затем к модели преобладающего импорта дефицитных минеральных материалов, и наконец, к постиндустриальной экономике, выносу материалоемких производств за пределы национальной территории, импорту товаров и экспорту преимущественно услуг, по всей видимости, распространяется и на Россию. В этом смысле мало сомнений, что в ходе экономического развития Россия не избежит снижения индекса МСИ. Вопрос в том, по каким причинам, каким образом и в какие сроки это будет происходить.

В мире найдется немного стран, где бы такие переходы совершались в директивном порядке, до исчерпания возможностей национального МСК и наступления кризиса модели индустриального развития, способной обеспечить более быстрый экономический рост. В большинстве стран подобные переходы происходили постепенно, эволюционным путем, с формированием элементов нового уже в прежней модели, были обусловлены невозможностью дальнейшего экономического роста без постепенных преобразований модели.

Заключение. К началу 2010-х гг. и в России возобладало понимание, что модернизация экономики должна в контролируемых пропорциях сочетать создание и развитие новых наукоемких направлений и производств с продолжением индустриализации и развитием инфраструктуры. Составная часть задачи построения такой экономики — поддержание высокого вклада в нее со стороны МСК, способного обеспечить растущие внутренние потребности российской индустрии в минеральных материалах и позиции страны в глобальном минерально-сырьевом обеспечении важнейшими видами твердых полезных ископаемых, а также воспроизводство минерально-сырьевой базы страны, удлинение технологических цепочек переработки минерального сырья для производства товаров с более высокой добавленной стоимостью и многое другое. Только на этой основе Россия может выстоять в глобальной конкуренции и сохранить свой суверенитет.

Учитывая громадность минерально-сырьевого потенциала, можно предположить, что снижение индекса МСИ в России будет происходить медлен-

нее, чем в других крупных экономиках, возможно, за исключением Австралии. При должных усилиях к этому уменьшение вклада МСК в экономику до нынешнего уровня стран ЕС может занять несколько десятилетий, когда Россия будет сохранять важное преимущество в экономическом развитии. На протяжении всего этого времени использование

минерального сырья будет играть важнейшую роль в формировании валового внутреннего продукта страны, а ее место и роль в мире будут определяться не только наличием полученных от природы минеральных ресурсов, но и вкладом ее МСК в экономику, в переходе на новый технологический уклад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дергачев А.Л. Оценка вклада минерально-сырьевого комплекса в экономику // Смирновский сборник-2019. М.: МАКС Пресс, 2019. С. 300–313.

Дергачев А.Л., Старостин В.И. Тенденции развития минерально-сырьевого комплекса на рубеже веков // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 3–14.

Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года. URL: https://www.mnr.gov.ru/docs/strategiya_razvitiya (дата обращения: 05.08.2019).

Пушаровский Д.Ю., Старостин В.И., Дергачев А.Л. Минерально-сырьевой комплекс. Его роль в современной экономике // Аналит. вестн. Совета Федерации Федерального Собрания Российской Федерации. 2018. № 20 (709). С. 45–66.

International Counsel on Mining and Metallurgy: URL: http://www.icmm.com/website/publications/pdfs/social-and-economic-development/161026_icmm_romine_3rd-edition.pdf. (дата обращения: 10.03.2019).

The World Bank. URL: <https://data.worldbank.org/indicator/NY.GDP.MINR.RT.ZS>. (дата обращения: 05.03.2019).

UN Conference on Trade and Development. URL: http://unstats.un.org/unsd/publication/SeriesM/SeriesM_34rev4E.pdf (дата обращения: 05.03.2019).

UN Trade Statistics. URL: <http://comtrade.un.org/data> (дата обращения: 10.03.2019).

Поступила в редакцию 23.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 550.831,838; 551.241

Е.П. Дубинин¹, А.А. Шайхуллина², А.А. Бульчев³, Г.Л. Лейченков⁴,
А.А. Максимова⁵

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ КРАЕВЫХ ЗОН ПЛАТО КЕРГЕЛЕН ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», Музей землеведения, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
ФГБУ ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1
ФГБОУ ВО «Санкт-Петербургский государственный университет», 199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9
Университет Бремена, 28195, Бремен, Бухтштрассе, 11

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
FSBI "VNIIOkeangeologia", 190121, Saint-Petersburg, Angliyskiy av., 1
Saint-Petersburg State University, 199034, Saint-Petersburg, Universitetskaya Emb., 7/9
University of Bremen, 28195, Bremen, Buchstr., 11

Плато Кергелен — крупнейшее подводное поднятие в южной части Индийского океана. Гетерогенное строение коры, плюмовая магматическая активность, а также разный возраст коры прилегающих котловин, все это указывает на разное строение краевых зон плато. На основе геолого-геофизической информации выделены морфодинамические типы окраин плато Кергелен. Анализ рельефа дна и данных потенциальных полей совместно с двумерным плотностным моделированием позволяет уточнить глубинное строение тектоносферы окраин плато Кергелен и по-новому взглянуть на их природу.

Ключевые слова: плато Кергелен, окраины, потенциальные поля, земная кора, Индийский океан.

Kerguelen Plateau is the largest underwater rise in the southern Indian Ocean. The heterogeneous structure of the crust, plume magmatic activity, as well as a different ages of adjacent basins — all this indicates a different structure of the marginal zones of the plateau. In this work, on the basis of geological and geophysical information, various morphodynamic types of the margins of the Kerguelen plateau are identified. An analysis of the bottom topography and data of potential fields together with two-dimensional density modeling allows us to specify the deep structure of the tectonosphere of the margins of the Kerguelen plateau and take a fresh look at their nature.

Key words: Kerguelen Plateau, margins, potential fields, earth crust, Indian Ocean.

Введение. Плато Кергелен — крупнейшая магматическая провинция в Индийском океане. Позднемезозойский рифтогенез между Индией и Антарктидой и последовавшее океаническое раскрытие осложнились внедрением мантийного плюма, который сформировал вулканическое плато Кергелен и существенно повлиял на характер спрединга и морфоструктурный план дна Индийского океана. Плато Кергелен расположено в южной части центрального сегмента Индийского океана между 46° и 64° ю. ш. Оно заключено между Юго-Западным Индийским (ЮЗИХ) и Юго-Восточным Индийским (ЮВИХ) спрединговыми хребтами и антарктическим материком. Плато ограничено на северо-востоке Австрало-Антарктической кот-

ловиной, на северо-западе — котловиной Крозе, а на юго-западе — котловиной Эндерби (рис. 1, А). От Антарктиды его отделяет трог Принцессы Елизаветы глубиной более 3500 м. Плато протягивается в северо-западном направлении на расстояние ~2300 км при ширине 500–1000 км и средней высоте над океаническим дном ~3 км. По особенностям геолого-геофизического строения оно подразделяется на южную, центральную и северную провинции (рис. 1). В пределах плато выделяются также банки Элан и Скифа, хр. Вильямс и бассейн Лабуан [Borisova et al., 2002; Лейченков и др., 2018]. Северная провинция плато, включающая архипелаг Кергелен, расположена на меньшей глубине (<1000 м), чем центральная

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, зав. сектором; e-mail: edubin08@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; e-mail: anzhela.shaikhullina@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет; заведующий кафедрой геофизических методов исследования земной коры; e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

⁴ ФГБУ ВНИИОкеангеология, зам. генерального директора, зав. отделом; Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра геофизики, профессор; e-mail: german_l@mail.ru

⁵ Университет Бремена, студент; e-mail: a.mmvaa@gmail.com

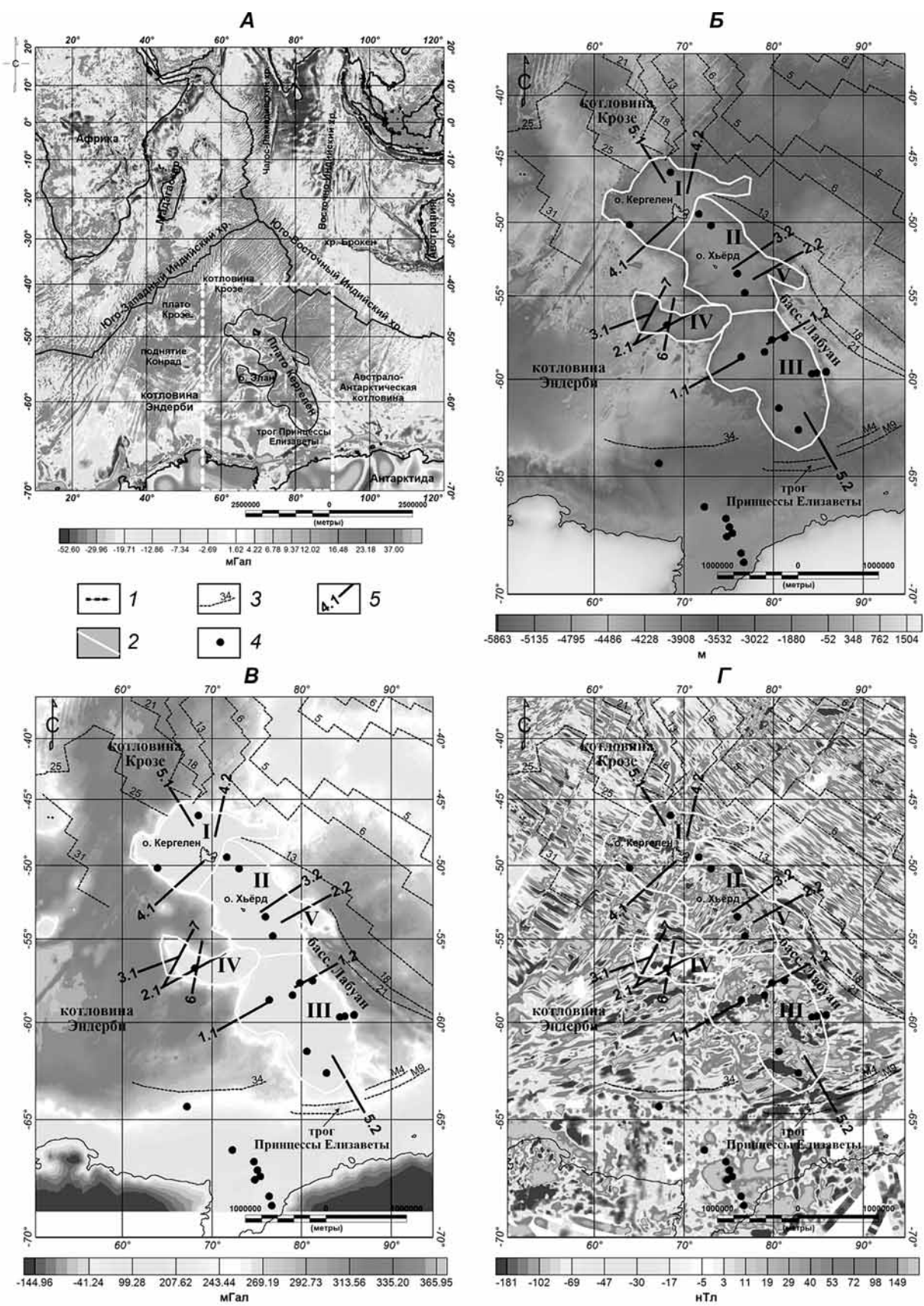


Рис. 1. Геофизическая характеристика плато Кергелен и прилегающих акваторий: *А* — плато Кергелен и прилегающие акватории Индийского океана на карте аномалий в свободном воздухе, по [Sandwell et al., 2014]; *Б* — плато Кергелен на топографической основе, по [Becker et al., 2009]; *В* — карта аномалий Буге; *Г* — карта магнитных аномалий, по [Maus et al., 2009]. Провинции плато Кергелен: I — северная; II — центральная; III — южная; IV — банка Элан; V — хр. Вильямс. I — область исследования; 2 — границы провинций плато Кергелен; 3 — линейные магнитные аномалии с номерами хронов геомагнитного поля (в антарктической части Индийского океана, по [Лейченко и др., 2018; Barron et al., 1991]); 4 — скважины международных проектов глубоководного бурения ODP; 5 — положение профилей двумерного плотностного моделирования

и южная. Центральная часть плато, включающая в себя вулканические о-ва Хьерд и Макдональд, более глубокая — от 1000 до 2000 м. Южная провинция полностью погружена под воду и находится на глубине 1,5–2,0 км. Банка Элан — представляет собой отрог, протягивающейся на запад от границы между центральной и южной частями плато и находится на глубине 0,5–1,5 км (рис. 1).

По геолого-геофизическим данным в составе плато выделяют блоки разного генезиса. Северная провинция плато предположительно представлена блоком с базальтовой корой, утолщенной за счет плюмового вулканизма и андерплейтинга, а южная и, вероятно, центральная провинции с банкой Элан — блоками с утоненной континентальной корой, подвергшейся влиянию плюмового магматизма [Borissova et al., 2002; Benard et al., 2010; Булычев и др., 2015; Лейченко и др., 2018; Шайхуллина и др., 2018]. Прилегающие к плато Кергелен бассейны сложены океанической корой, сформированной в разное время и на разных спрединговых хребтах. Таким образом, гетерогенное строение коры плато Кергелен и прилегающих к нему бассейнов предполагает разное строение его краевых зон.

Цель работы — изучение рельефа и плотностной структуры тектоносферы окраин плато Кергелен в связи с генетическим и геодинамическим разнообразием условий их формирования. В основе работы лежит анализ реконструкций развития плато Кергелен, карт рельефа дна, аномалий силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell et al., 2014], аномалий силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ($\sigma_{\text{сл}} = 2,67 \text{ г/см}^3$) с дискретностью 2 угловые минуты. Также использовались модель аномального магнитного поля EMAG 2 [Maus et al., 2009], модель земной коры GEMMA [Reguzzoni, Sampietro, 2014] и данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013].

Геолого-геофизическое строение плато Кергелен. С начала 1980-х гг. в районе плато Кергелен стали проводить регулярные морские геофизические исследования, которые включали гравитационные, магнитные и сейсмические съемки [Borissova et al., 2002; Munsch, Schlich, 1987; Rotstein et al., 1992]. В пределах плато Кергелен в 1990 и 2000 гг. было пробурено 16 скважин по международным программам ODP (Ocean Drilling Project) (рис. 1) [Barron et al., 1991; Cooper et al., 2004], 9 из которых вскрыли вулканические породы. В северной части южной провинции с помощью драгирования получены образцы базальтов и древних гранито-гнейсов. По результатам геологических работ на островах и бурения выявлено, что плато Кергелен образовалось в интервале от ~120 млн лет назад до настоящего времени в результате действия горячей точки Кергелен [Лейченко и др., 2018]. Центральная и южная провинции плато с банкой

Элан сформировались в период от 120 до 100 млн л. н. Земная кора банки Элан имеет континентальную природу, так как в ее осевой части, под слоем базальтов мощностью 150 м с возрастом 110 млн лет, вскрыты вулканокластические конгломераты, которые содержат обломки гранат-биотитовых гнейсов позднепротерозойского возраста.

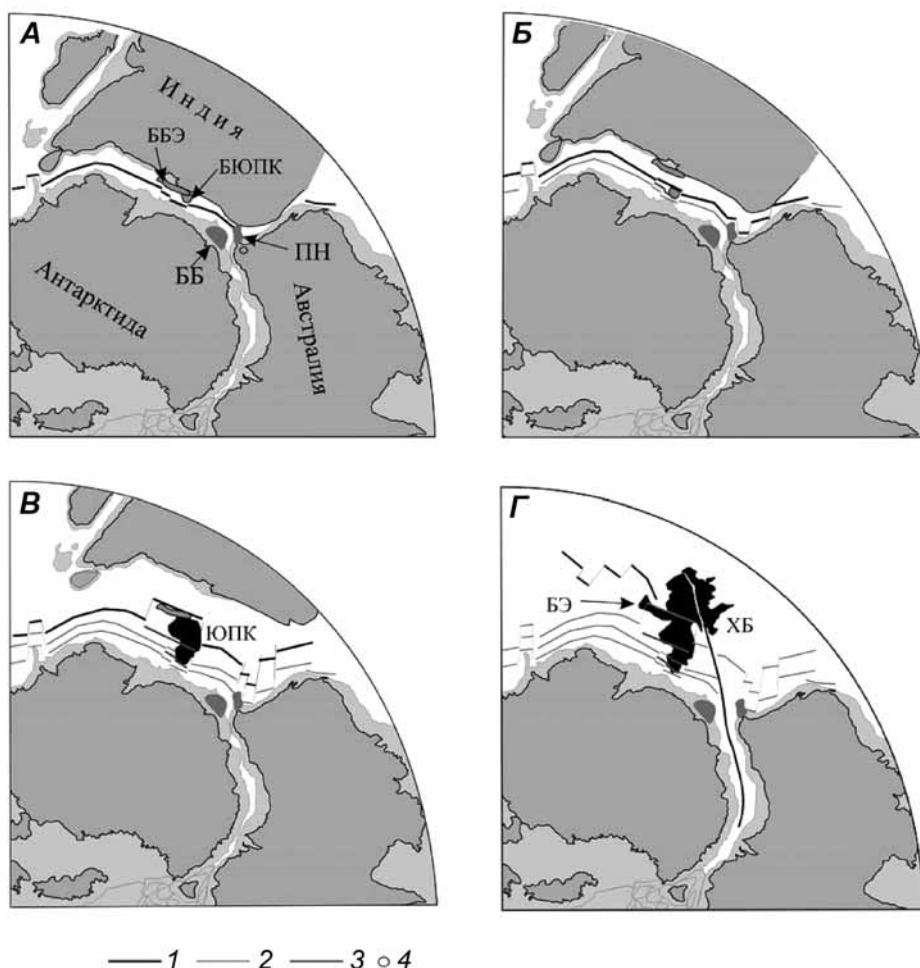
По результатам сейсмических исследований в северной части южной провинции плато (~58° ю. ш.) под 5,5-километровой вулканической толщей предполагается континентальная кора [Operto, Charvis, 1996]. Нижняя часть коры на юге южной провинции плато Кергелен по результатам сейсмических исследований методом преломленных волн характеризуется пониженными значениями скорости сейсмических волн (6,5–6,9 км/с), что также указывает на континентальную природу этого слоя [Gohl et al., 2008; Лейченко и др., 2014].

Северная провинция и северная часть центральной имеют отличную от южной провинции и банки Элан структуру земной коры. Это отличие заключается в более высоких значениях скорости волн в нижней части коры (до 7,5 км/с), что характерно для океанического типа коры, а также в геохимических характеристиках вулканических пород [Charvis et al., 1995; Gladczenko, Coffin, 2001; Gohl et al., 2008; Operto, Charvis, 1996].

Результаты идентификации магнитных аномалий в глубоководных котловинах, прилегающих к плато Кергелен, показали разный возраст подстилающей их коры. В трог Принцессы Елизаветы предполагается развитие спрединговых магнитных аномалий от M9 до M4 [Лейченко и др., 2018]. В работе [Gaina et al., 2007] обосновано отмирание спредингового хребта в западной части моря Содружества около 118–120 млн л. н. (хроны M0–M1) и перескок оси спрединга, вследствие которого континентальный блок, представляющий в настоящее время банку Элан, отделился от Индийской материковой окраины (рис. 1) [Gaina et al., 2007]. Это событие авторы указанного исследования связывали с внедрением мантийного плюма. А.Г. Лейченко с соавторами [Лейченко и др. 2014, 2018] выдвинули гипотезу, согласно которой на ранней стадии раскрытия океана, до начала магматизма и формирования вулканического плато, но уже под воздействием плюма Кергелен, континентальный блок южной провинции плато Кергелен отделился от Индийской материковой окраины за счет перескока оси спрединга.

По геофизическим данным разделение Индии и Антарктиды началось ~130 млн л. н. в секторе котловины Перт до трога Принцессы Елизаветы. При этом возникла последовательность линейных магнитных аномалий от M10–M9 до M2–M0 [Лейченко и др., 2018; Jokat et al., 2010], океаническую природу коры в трог Принцессы Елизаветы подтверждает и понижение скорости волн в фундаменте (5,1–5,6 км/с) [Лейченко и др., 2018].

Рис 2. Реконструкции Восточной Гондваны на время (млн л. н.): А — 134,5, Б — 128, В — 118, Г — 90, по [Лейченко и др., 2014]; 1 — активные срединные океанические хребты (СОХ); 2 — палеосоХ; 3 — отмершие СОХ, 4 — область проявления базальтов Банбери. Темно-серое — материка и острова по береговой линии (современные контуры); светло-серое — континентальные окраины до изобаты 2000 м, низменность между Восточной и Западной Антарктидой и подводные поднятия. ББЭ — континентальный блок банки Элан, БЮПК — континентальный блок южной части плато Кергелен, ПН — плато Натуралиста, ББ — банка Брюс, БЭ — банка Элан, ЮПК — южная часть плато Кергелен, ХБ — хр. Броукен



Серия линейных магнитных аномалий М2–С34 с продвижением спрединга в западном направлении наблюдается в котловине Эндерби [Лейченко и др., 2018] (рис. 1). По сейсмическим данным в котловине надежно определяется граница между окраинным рифтом с утоненной континентальной корой, ширина которого составляет 300–350 км, и океанической корой [Лейченко и др., 2014]. Также предполагается развитие зоны переходной коры с мантийным вскрытием шириной около 100 км на внешней части континентальной окраины.

В котловине Крозе отмечена более молодая последовательность линейных магнитных аномалий. Древнейшие аномалии М33 и М34 фиксируют здесь возраст коры не более 83–85 млн лет [Schlich, 1975].

Еще более молодая кора с возрастом менее 43–50 млн лет, сформированная на ЮВИХ, зафиксирована в последовательности линейных магнитных аномалий начиная с М18 по М21 в Австрало-Антарктической котловине, примыкающей к плато Кергелен с северо-востока и востока.

Ранняя история раскрытия Индийского океана и генетические типы окраин плато Кергелен. Около 136–130 млн л. н., на завершающей стадии рифтогенеза между Индией и Австралией проявились

первые признаки действия мантийного плюма в Восточной Гондване, представленные базальтами Банбери (Западная Австралия) (рис. 2, А). Предположительно в это время вулканизм также развивался на плато Натуралиста (юго-западная окраина Австралии) и сопряженной с ней банке Брюс (окраина Восточной Антарктиды) [Лейченко и др., 2014] (рис. 2, Б). Кульминацией проявления плюма было излияние большой массы базальтов с образованием южной провинции плато Кергелен в период между 120 и 110 млн л. н. Позднее, в период от 110 до 100 млн л. н. сформировались центральная провинция и банка Элан [Coffin et al., 2002]. Согласно реконструкциям расположения банки Элан [Radhakrishna et al., 2012; Sinha et al., 2015] ее южная и северная окраины, сопряженные, соответственно, с окраинами Антарктиды и Индии, сформировались в результате рифтогенеза, а западную окраину можно отнести к сдвиговому трансенсивному типу (рис. 2, В).

После длительного рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 80–83 млн л. н. началось океаническое раскрытие между Австралией и Антарктидой [Лейченко и др., 2014; Дубинин и др., 2018]. Последующее продвижение оси спредингового хребта в западном направлении привело к расколу раннемеловой океанической

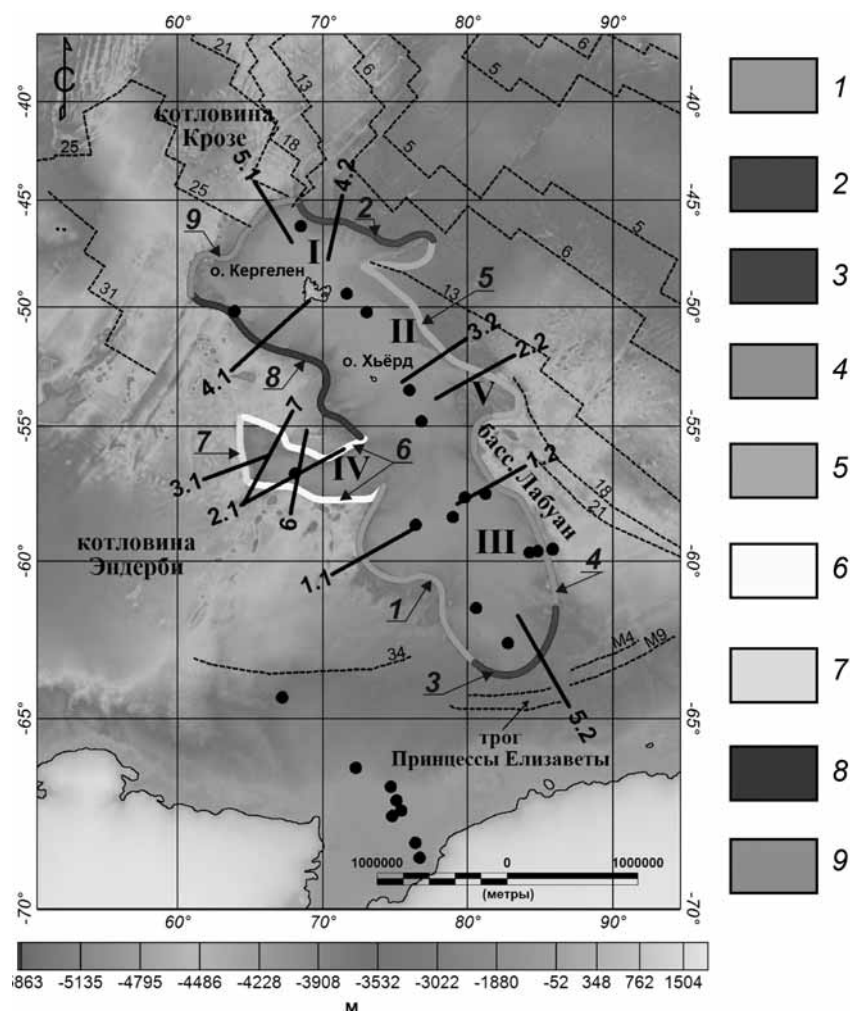


Рис. 3. Генетические типы окраин плато Кергелен: 1 — рифтогенная окраина южной провинции плато Кергелен с древней литосферой котловины Эндерби; 2 — рифтогенная окраина северной провинции плато Кергелен с относительно молодой литосферой Австрало-Антарктической котловины; 3 — рифтогенная окраина южной провинции плато Кергелен в районе трога Принцессы Елизаветы; 4 — рифтогенная окраина, сформированная при расколе старой океанической литосферы (бассейн Лабуан); 5 — рифтогенная окраина, сформированная при расколе плато Кергелен (хр. Вильямс); 6 — рифтогенная окраина с гиперрастяжением (северная и южная окраины банки Элан); 7 — сдвиговая окраина банки Элан; 8 — окраина северной провинции плато Кергелен с древней литосферой котловины Эндерби; 9 — окраина северной провинции плато Кергелен с относительно древней литосферой котловины Крозе. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

коры и отделению плато Кергелен от хр. Броукен в среднем эоцене (рис. 2, Л).

Структуры растяжения отчетливо проявлены в краевых зонах в виде сопряженных структур грабенов, полуграбенов и хребтов, имеющих северо-южное и северо-западное—юго-восточное простирание (рис. 1) [Rotstein et al., 1992] с резко расчлененным рельефом — трог Обь — хр. Вильямс.

История развития плато Кергелен, которое сопровождалось интенсивной магматической деятельностью, и сложная структура его коры, включающая блоки с утоненной континентальной корой или блоки с утолщенной за счет вулканизма и андерплейтинга океанической корой, предполагает разный генезис окраин плато Кергелен, а следовательно, и их разное строение.

Анализ геологических и геофизических данных показывает, что в пределах плато Кергелен достаточно надежно можно выделить три микроконтинентальных блока [Benard et al., 2010; Лейченко и др., 2018; Gaina et al., 2007]. Первый расположен в южной провинции плато Кергелен и перекрыт вулканическими комплексами с возрастом ~120 млн лет. Этот континентальный блок отделен от материковой части Антарктиды трогом Принцессы Елизаветы, подстилаемым узкой полосой океанической коры, имеющей возраст

130–125 млн лет. Второй микроконтинентальный блок выделен в северной части южной провинции плато Кергелен. Он отделен от южного блока седловиной в поверхности морского дна и кровле вулканической толщи. Еще один континентальный блок представлен банкой Элан. Все эти континентальные микроблоки имеют соответствующие континентальные окраины.

По истории развития все окраины плато Кергелен можно разделить на несколько основных типов, схематично представленных на рис. 3. К первому типу относятся окраины микроконтинентов, расположенных в структуре плато Кергелен, изначально сформированные в результате континентального рифтогенеза на ранней стадии разделения Индии и Антарктиды, это юго-западная окраина южной провинции плато Кергелен, обращенная к котловине Эндерби, северная и южная окраины банки Элан. Особое место среди окраин этого типа занимает южная окраина плато Кергелен, отделенная от окраины Антарктиды узким бассейном Принцессы Елизаветы, подстилаемым океанической корой и представляющим собой неразвившийся океан с погребенным палеорифтом.

Второй тип окраин, связанный с ранней стадией отделения Индии от Антарктиды, пред-

ставляет рифтогенно-сдвиговая западная окраина банки Элан [Sinha et al., 2015; Radhakrishna et al., 2012]. Идентификация этого типа окраины крайне затруднительна из-за неточности реконструкций.

Третий тип окраин также относится к рифтогенным и ограничивает восточную часть плато Кергелен в районе бассейна Лабуан. Формирование этой окраины связано с расколом более древней океанической литосферы, формированием ЮВИХ и аккрецией на нем новой океанической коры. Сопряженная с этой окраиной южная окраина котловины Перт отмечена структурой трога Диамантина, характеризующейся резко расчлененным рельефом и отделяющей древнюю литосферу котловины Перт от более молодой литосферы Австрало-Антарктической котловины (рис. 1, А).

Четвертый тип окраин плато Кергелен близок к третьему типу. Он ограничивает с северо-востока северную магматическую провинцию плато Кергелен. К особенностям этой рифтогенной окраины относится то обстоятельство, что она сформировалась в результате «столкновения» развивающегося ЮВИХ с магматической провинцией плато Кергелен, которое произошло ~43 млн л. н. [Borissova et al., 2002]. Следствием такого «столкновения» стало разделение плато Кергелен на две части: собственно плато Кергелен и хр. Броукен, расположенный на северо-востоке от ЮВИХ. Современные места «раскола» некогда единого плато четко фиксируются в резко расчлененном рельефе, выраженном в виде хр. Вильямс (рис. 1, Б) со стороны северо-восточной окраины плато Кергелен и крутого уступа трога Обь (рис. 1, А), фиксирующих границу более молодой коры, сформированной на ЮВИХ.

И, наконец, к пятому типу окраин плато Кергелен можно отнести северную и северо-западную окраины, обращенные к котловинам Крозе, Австрало-Антарктической и Эндерби. Эти окраины разделяют северную провинцию плато Кергелен, сформированную в результате плюмовой магматической деятельности, и разновозрастные океанические котловины.

Строение рельефа окраин плато Кергелен. Анализ рельефа краевых зон плато Кергелен разных генетических типов позволяет выявить характерные особенности морфологии, а вместе с данными плотностного моделирования — и особенности глубинного строения переходных зон. В рельефе дна окраины плато в целом выражены в виде крутых склонов, переходящих в примыкающие к ним котловины (рис. 4–7). Такая форма характерна для магматических плато. Морфологические особенности окраин зависят от геодинамических условий перехода от рифтинга к спредингу, интенсивности проявления магматических процессов, возраста и глубины дна абиссальной равнины, влияющей на крутизну склона окраины.

Рифтогенные окраины микроконтинентов западной части южной и центральной провинций плато Кергелен и банки Элан переходят в котловину Эндерби, подстилаемую наиболее древней океанической корой (возраст 120–100 млн лет [Лейченко и др., 2018]). На профилях, представленных на рис. 4 и 5, показано, что глубина в районе бассейна Эндерби увеличивается до 5000 м, склон довольно крутой и изрезан уступообразными структурами.

Рельеф северной и южной границ банки Элан относительно сглаженный (рис. 4, профили 2.1 и 6, 7). Формирование северной и северо-западной окраин сопровождалось очень сильным растяжением (гиперрастяжением), утонением континентальной коры и отсутствием обильного магматизма. В этой зоне серпентинизированная мантия выходит на поверхность, образуя вытянутую, протяженную переходную зону от континентальной коры к океанической [Sinha et al., 2015]. Сдвиговая западная окраина имеет более расчлененный рельеф (рис. 4, профиль 3.1). При этом ширина шельфовой зоны здесь уже, а континентальный склон более крутой, в отличие участков, где раскол происходил по рифтовой трещине.

Изрезанный рельеф южной окраины плато Кергелен отражает постепенное заглубление дна по мере перехода от утоненной континентальной коры, перекрытой базальтовыми излияниями, к трогу Принцессы Елизаветы, где узкая полоса океанической коры перекрыта мощным (до 4 км) слоем осадочных образований, глубина дна в бассейне достигает 3–3,5 км (рис. 5). В трог Принцессы Елизаветы (между 80° и 87° в. д.) граница континент–океан резко смещена на юг и расположена почти в основании континентального склона и борта окраинного рифтового грабена, ширина которого составляет здесь всего 40–80 км, т.е. намного меньше, чем в других частях окраины.

Юго-восточная окраина плато Кергелен в районе бассейна Лабуан имеет выраженную линейность и характеризуется крутым склоном и резким переходом от плато Кергелен к Австрало-Антарктической котловине [Rotstein, 1992]. Эта окраина сформировалась в условиях рифтогенного раскола древней океанической литосферы и фиксируется в рельефе глубоким трогом, сопряженным с разломом Диамантина на противоположной стороне Австрало-Антарктического поднятия (рис. 6, профиль 1.2).

Очень крутой склон с перепадом глубины почти 3000 м характеризует северо-восточную окраину плато Кергелен, переходящую в глубоководную Австрало-Антарктическую котловину в районе хр. Вильямс, обрамленного с обеих сторон глубокими трогами (рис. 6, профиль 2.2). В отличие от более древней и более глубокой котловины Эндерби, уровень дна Австрало-Антарктической котловины в этом районе находится на глубине

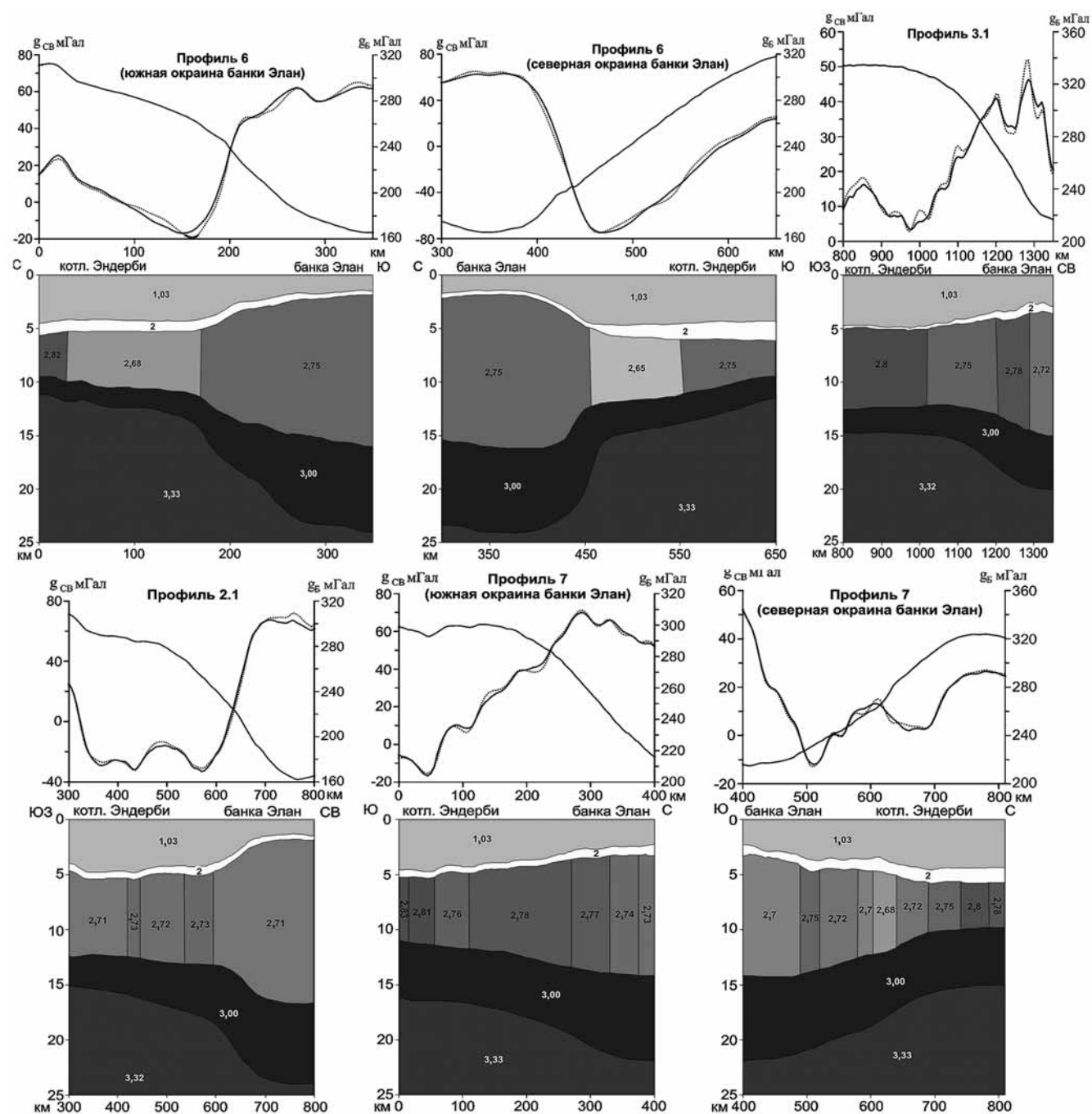


Рис. 4. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины банки Элан. Положение профилей см. на рис. 3. Графики над моделями: сплошная черная кривая — аномалии силы тяжести в свободном воздухе; сплошная серая кривая — аномалии силы тяжести в редукции Буге; пунктирная серая кривая — результат подбора при плотностном моделировании

3–3,5 км, а возраст подстилающей ее коры не превышает 43 млн лет [Borissova et al., 2002]. Резко расчлененный рельеф краевой зоны объясняется тем, что в этом месте крупная магматическая провинция, в доэоценовое время включавшая в себя плато Кергелен и расположенный сейчас на северо-востоке от нее хр. Броукен, была разделена «молодым» развивающимся Юго-Восточным Индийским спрединговым хребтом на две части [Borissova, et al., 2002]. Севернее хр. Вильямс, на северо-запад вдоль простирания краевой зоны северной провинции плато Кергелен, континен-

тальный склон остается очень крутым, но его рельеф становится менее изрезанным (рис. 6, профиль 3.2).

На строение окраин северной провинции плато Кергелен существенно повлияло то обстоятельство, что формирование этой провинции полностью оказалось результатом плюмовой магматической деятельности, которая привела к значительному утолщению коры в результате вулканической активности и андерплейтинга, нарастившего кору снизу за счет кристаллизации расплавленного магматического материала.

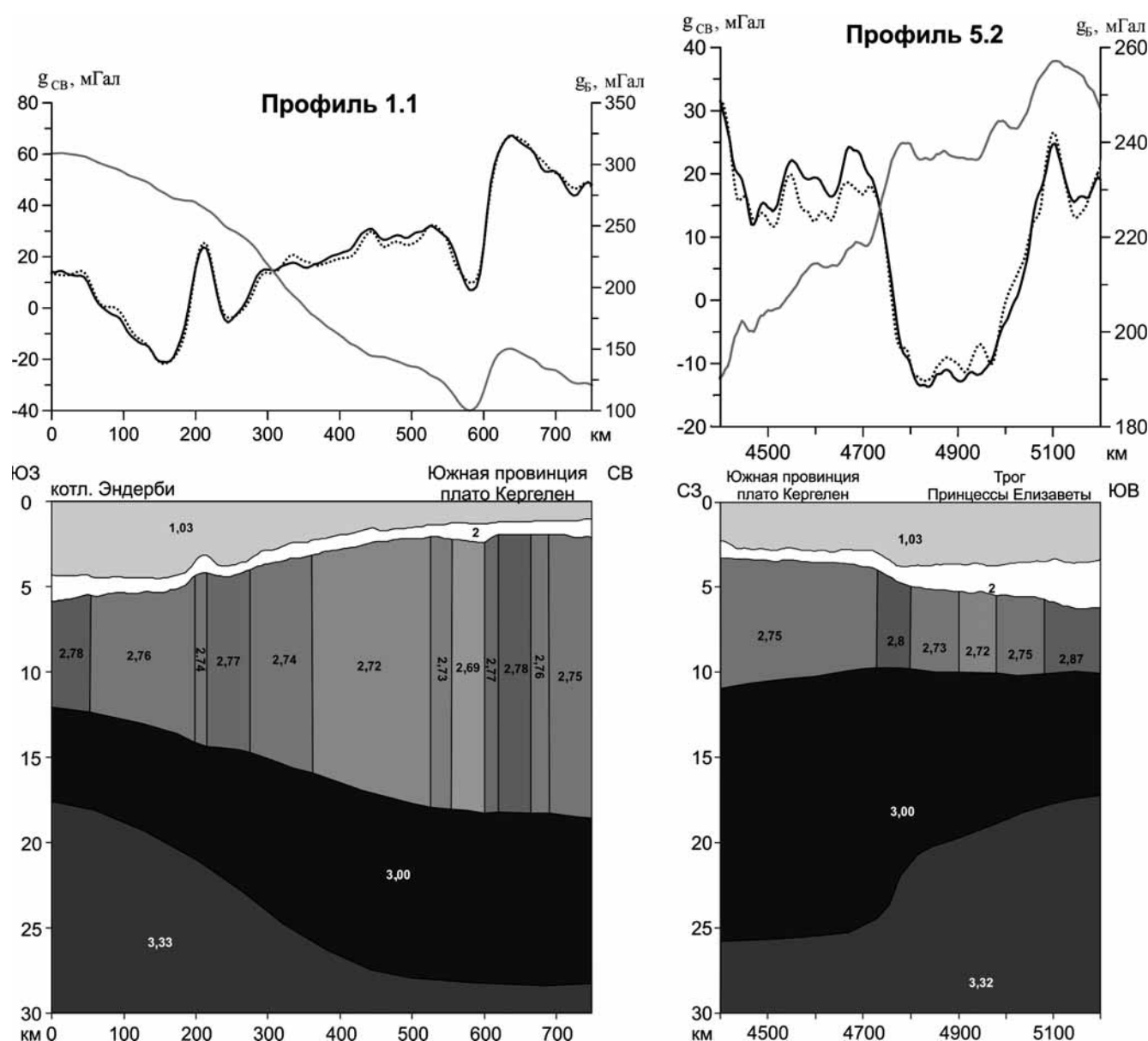


Рис. 5. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим рифтогенную окраину южной провинции плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к графикам см. на рис. 4

Плюмовая вулканическая деятельность, сформировавшая характерный вулканический рельеф поверхности этой провинции, а также высокая степень прогретости мантии привели к тому, что ее поверхность поднята значительно выше (средняя глубина дна <1000 м), чем другие провинции плато, а отдельные ее участки поднимаются выше уровня моря в виде о-вов Кергелен и Хьерд. Рельеф западной окраины, которая постепенно переходит в древнюю котловину Эндерби, довольно гладкий и пологий (рис. 7, профиль 4.1). Северная и северо-западная окраины имеют более крутой склон, имеющий ступенчатую морфологию. Окраина переходит в абиссальную котловину Крозе, глубина дна которой превышает 5000–5500 м (рис. 7, профиль 5.1). Север-северо-восточная окраина северной провинции плато Кергелен, обращенная в сторону Австрало-Антарктической котловины,

также имеет довольно изрезанный ступенчатый рельеф вулканического происхождения. Склон здесь более пологий, что связано с более молодым возрастом и меньшей глубиной (до 4000 м) Австрало-Антарктической котловины и, видимо, с значительным прогревом литосферы, обусловленным термическим влиянием плюма Кергелен и горячей точки Амстердам–Сен-Поль, расположенной вблизи рифтовой зоны ЮВИХ (рис. 7, профиль 4.2).

Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по результатам анализа геофизических данных. Анализ данных потенциальных полей совместно с плотностным моделированием, а также рельефа дна позволяет уточнить глубинное строение тектоносферы окраин плато Кергелен и по-новому взглянуть на их природу. По характеру распределения аномалий силы тяжести в редукции

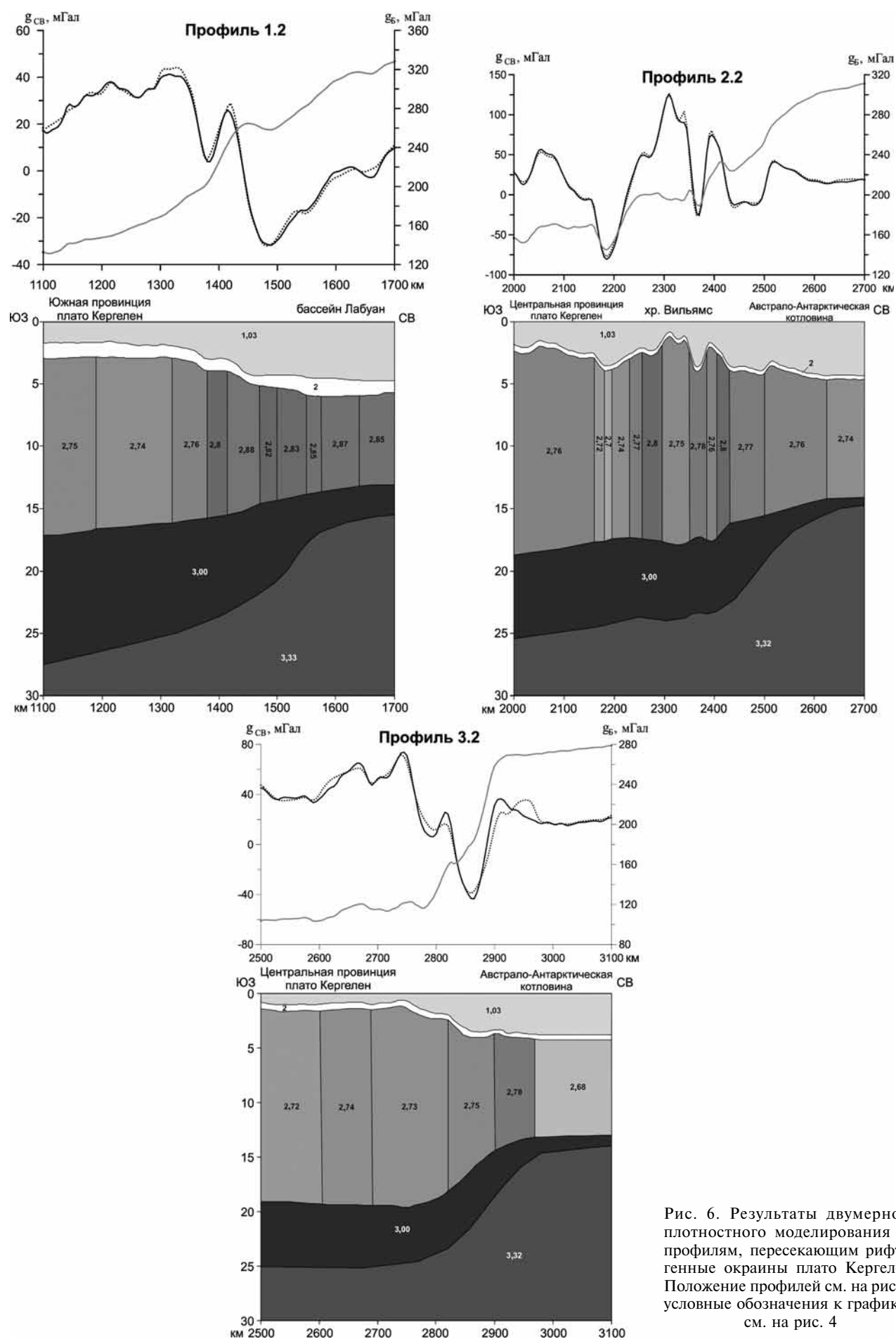


Рис. 6. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим рифтогенные окраины плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к графикам см. на рис. 4

Буге (рис. 1, *В*) северная часть плато характеризуется наименьшими значениями (~50 мГал). При переходе к южному сектору значения возрастают (до ~160 мГал), что свидетельствует о гетерогенном строении плато. При этом перепад аномалий для окраин северной провинции плато Кергелен к древним котловинам Крозе и Эндерби довольно резкий (от 50 мГал на плато до 300 мГал в котловинах). Окраины банки Элан, а также переходные зоны южной и центральной провинций в Австрало-Антарктический бассейн и котловину Эндерби менее контрастны (от 150 мГал на банке до 300 мГал в котловинах). Окраина северного блока плато Кергелен с Австрало-Антарктическим бассейном наименее контрастная, что может быть обусловлено молодым возрастом Австрало-Антарктической котловины.

На карте аномалий магнитного поля ΔT_a (рис. 1, *Л*) в северной части плато Кергелен прослеживаются интенсивные знакопеременные линейные аномалии с северо-западным простиранием, которые переходят в прилегающую котловину Крозе. Переходные зоны южной и центральной провинций достаточно контрастные — на плато Кергелен наблюдается хаотичное распределение аномалий, а в Австрало-Антарктическом бассейне — упорядоченные линейные аномалии. Переход от южной провинции плато и банки Элан в котловину Эндерби на юго-западной границе тоже достаточно контрастен, но в меньшей степени, чем на северо-восточной границе, и характеризуется хаотичным распределением аномалий в пределах провинций плато и линейным распределением аномалий в котловине.

Нами на основе информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы [Whittaker et al., 2013; Reguzzoni, Sampietro, 2014] и их плотностной характеристики выполнено плотностное моделирование по профилям, пересекающим окраины провинций плато Кергелен (рис. 3, 4–7). Разрез тектоносферы в разных сегментах окраин плато имеет свои особенности. Так, кора с наибольшей мощностью отмечена под северной провинцией плато (до 30 км), а с наименьшей — под южной (~25 км) [Булычев и др., 2015; Шайхуллина и др., 2018]. Наименьшие значения плотности коры отмечены под северной провинцией плато, что может быть связано с присутствием разуплотненного материала, который образуется за счет термического влияния горячей точки Кергелен. Слой подкоровой литосферы в целом мало меняется по мощности и плотности, которые незначительно уменьшаются в направлении от южной провинции плато к северной.

По результатам плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины банки Элан, можно заметить, что аномалии силы тяжести в редукции Буге имеют перепад от 320 мГал в котловине до 160 мГал на банке (рис. 4, профиль 6).

На востоке банки, ближе к сдвиговой окраине, характер поля силы тяжести становится менее сглаженным (рис. 4, профили 7, 2.1).

На профиле 3.1, пересекающем сдвиговую окраину банки Элан, видно, что мощность коры под банкой меньше, чем в центральной части, а мощность коры в котловине Эндерби больше. При этом окраина характеризуется более резким перепадом силы тяжести в редукции Буге, что характеризует резкий переход от одного типа коры к другому. Мощность осадочных образований максимальная на северной рифтогенной окраине, но по мере продвижения на восток к сдвиговой окраине мощность уменьшается.

На восточной окраине южного сектора плато Кергелен, которая переходит в бассейн Эндерби, графики аномалий силы тяжести также имеют изрезанную форму (рис. 5, профиль 1.1). Перепад силы тяжести в редукции Буге такой же, как и на банке Элан (от 120 мГал на плато до 320 мГал в котловине).

Южная окраина плато, которая переходит к трогу Принцессы Елизаветы, характеризуется неровным полем силы тяжести, небольшим перепадом силы тяжести в редукции Буге (от 190 мГал на плато до 260 мГал в троге) и большой мощностью осадочных отложений (до 4 км) (рис. 5, профиль 5.2). Здесь глубина дна увеличивается до 3,7 км, толщина коры уменьшается до 14 км, а наличие линейных магнитных аномалий свидетельствует о разрыве сплошности континентальной коры и начальном этапе спрединга, который отделил микроконтинентальный блок южной провинции плато Кергелен от Антарктиды [Лейченко и др., 2018].

Юго-восточная окраина плато с бассейном Лабуан характеризуется значительным перепадом аномалий силы тяжести в свободном воздухе, что соответствует резкому переходу от плато к прилегающему бассейну (рис. 6, профиль 1.2). Также наблюдается значительный перепад амплитуды силы тяжести в редукции Буге (от 140 мГал на плато до 330 мГал в бассейне Лабуан). При этом мощность осадков на окраине достаточно большая (до 2 км). Мощность коры изменяется от 25 км на плато до 10 км в бассейне Лабуан.

Окраина центральной части плато Кергелен с Австрало-Антарктической котловиной в районе хр. Вильямс характеризуется очень изрезанным характером поля силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (рис. 5, профиль 2.2). Амплитуды аномалий силы тяжести в редукции Буге варьируют от 180 мГал на плато и хребте до 300 мГал в бассейне Лабуан. Мощность осадочных отложений на этой окраине небольшая. Мощность коры достигает 23 км под хр. Вильямс и плато, а в котловине до 10 км. По профилю 3.2, пересекающему центральную часть и примыкающий к ней хребет севернее, характер поля остается менее изрезанным, но значения амплитуды силы тяжести в

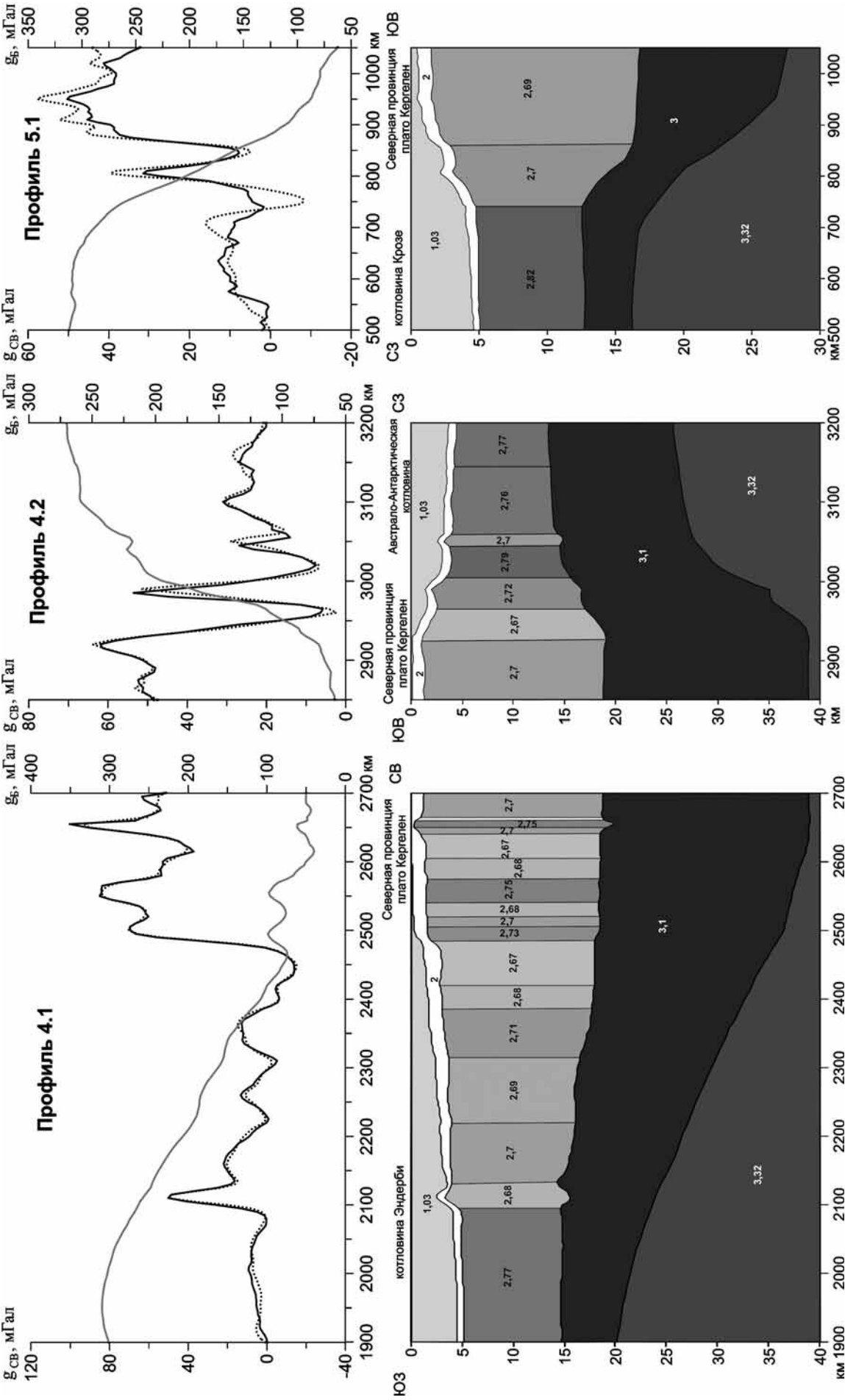


Рис. 7. Результаты двумерного плотностного моделирования по профилям, пересекающим окраины северной провинции плато Кергелен. Положение профилей см. на рис. 3, условные обозначения к графикам см. на рис. 4

редукции Буге уменьшаются (до 110 мГал на плато, а в котловине до 280 мГал) (рис. 6, профиль 3.2). При этом кора сложена блоками меньшей плотности, что может быть связано с близостью к горячей точке Кергелен.

Окраины северной части плато Кергелен характеризуются самыми резкими перепадами амплитуд аномалий силы тяжести в редукции Буге, это может объяснять тот факт, что мощность в этой части плато наибольшая (до 30 км), а значения плотности наименьшие за счет горячей точки Кергелен.

Северо-западная окраина северной части плато с котловиной Эндерби имеет крутой склон и изрезанные графики аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге (рис. 7, профиль 4.1). Перепад амплитуд силы тяжести в редукции Буге значительный — от 50 мГал на плато до 300 мГал в котловине. Мощность осадочных отложений также достаточно большая (~1 км), а мощность коры варьирует от 30 км на плато до 15 км в котловине.

Северо-северо-западная окраина плато, которая переходит в котловину Крозе, также имеет беспокойное поле силы тяжести (рис. 7, профиль 5.1). Амплитуды силы тяжести в редукции Буге имеют больший перепад, чем на северо-западной окраине с котловиной Эндерби (от 320 мГал в котловине Крозе). Это может объясняться тем, что мощность коры в котловине Крозе меньше (~10 км).

Северо-восточная окраина плато имеет меньший перепад амплитуд аномалий силы тяжести в редукции Буге (от 270 мГал в котловине до 60 мГал

на плато) (рис. 7, профиль 4.2). При этом характер поля также остается изрезанным.

Заключение. На основании анализа ранних этапов развития Индийского океана, особенностей строения рельефа краевых зон плато Кергелен и плотностного моделирования выделены разные морфодинамические типы его окраин. На их формирование, морфологию и глубинную структуру существенно повлияли следующие факторы. Во-первых, разнообразие обстановок перехода от рифтинга к спредингу, в условиях которых происходило формирование окраин. Они включают рифтогенное разрушение континентальной литосферы, рифтогенез в пределах старой океанической литосферы и рифтогенное разрушение крупной магматической провинции Кергелен в эоцене. Во-вторых, плюмовая активность на начальных этапах спрединга стимулировала перескок оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины и отделение от нее блоков микроконтинентов с утоненной корой. В-третьих, плюмовая активность привела к формированию крупной магматической провинции с утолщенной корой за счет потоков излившихся базальтов и андерплейтинга. В-четвертых, плато Кергелен обрамляется котловинами, имеющими разный возраст подстилающей коры, а следовательно, и разные гипсометрический уровень глубины дна и толщину литосферы, что свою очередь определяет крутизну склонов окраин и их глубинное строение.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127) и Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булычев А.А., Гиллод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофиз. исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.

Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.

Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.

Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гиллод Д.А. Тектоносфера плато Кергелен по геофизическим данным // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 37, № 1. С. 43–50.

Barron J., Larson B., Baldauf J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results // Ocean Drilling Program. College Station. TX. 1991. Vol. 119. 1003 p.

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F. et al. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution:

SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. Vol. 32, N 4. P. 355–371.

Benard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // Marine and Petrol. Geol. 2010. Vol. 27, N 3. P. 633–649. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2009.08.011.

Borissova I., Moore A., Sayers J. et al. Geological Framework of the Kerguelen plateau and adjacent ocean basins. Canberra City: Geoscience Australia Record, 2002. 120 p.

Charvis P., Recq M., Operto S., BREFORT D. Deep structure of the northern Kerguelen plateau and hot spot related activity // Geophys. J. Intern. 1995. Vol. 122, N 3. P. 899–924.

Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A. et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrol. 2002. Vol. 43, N 7. P. 1121–1139.

Cooper A.K., O'Brien P.E., Richter C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results // Ocean Drilling Program. College Station. TX. 2004. Vol. 188. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.188.2004

Gaina C., Muller R.D., Brown B. et al. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // Geophys. J. Intern. 2007. Vol. 170, N 1. P. 151–169.

Gladchenko T.P., Coffin M.F. Kerguelen plateau crustal structure and basin formation from seismic and gravity data // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, N B8. P. 16583–16601.

Gohl K., Parsieglia N., Ehlers B.-M. et al. Marine geophysics: Geodynamic and tectonic evolution of the continental margin of the Prydz Bay area // The Expedition of the Research Vessel «Polarstern» to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIII/9). Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2008. Vol. 583. P. 15–36.

Jokat W., Nogi Y., Leinweber V. New aeromagnetic data from the western Enderby Basin and consequences for Antarctic India break up // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37, N 21. L21311. DOI: 10.1029/2010GL045117

Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochem., Geophys., Geosystems. 2009. Vol. 10, N 8. 12 p.

Munsch M., Schlich R. Structure and evolution of the Kerguelen-Heard Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies // Marine Geol. 1987. Vol. 76. P. 131–152.

Operto S., Charvis P. Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, N B11. P. 25077–25103.

Radhakrishna M., Twinkle D., Satyabrata Nayak et al. Crustal structure and rift architecture across the Krishnae-Godavari basin in the central Eastern Continental Margin of India based on analysis of gravity and seismic data // Marine and Petrol. Geol. 2012. Vol. 37. P. 129–146.

Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Intern. J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. 16 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>

Rotstein Y., Schlich R., Munsch M., Coffin M.F. Structure and tectonic history of the southern Kerguelen Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic reflection data // Tectonics. 1992. Vol. 11, N 6. P. 1332–1347.

Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346, N 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213. URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu> (дата обращения: 15.02.2019).

Schlich R. Structure et âge de l’océan Indien occidental // Mem. Hors Service Soc. Geol. France. 1975. N 6. 103 p.

Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M. et al. The Role of Breakup Localization in Microcontinent Separation Along a StrikeSlip Margin: East India-Elan Bank Case Study // Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 2015. Vol. 431. P. 95–123. URL: <https://doi.org/10.1144/SP431.5>

Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochem., Geophys., Geosystems. 2013. Vol. 14, N 8. P. 3297–3305. DOI: 10.1002/ggge.20181.

Поступила в редакцию 29.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 551.4.01

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров², Г.З. Гильманова³, А.Н. Диденко⁴

НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ ГИДРОСЕТИ РЕГИОНА

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»**119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**ФГБУН Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН**680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65**ФГБОУ ВО Тихоокеанский государственный университет**680035, Хабаровск, ул. Тихоокеанская, 136**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Tectonics and Geophysics RAS, Kim Yu Chen Str. 65, Khabarovsk, 680000**Pacific National University, 136, Tihookeanskaya Str., Khabarovsk, 680035*

Проведены морфоструктурный анализ рельефа и фрактальный анализ гидросети юга Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Формирование рельефа на неотектоническом этапе происходило в несколько стадий, что отразилось в рисунке гидросети: 1) в доолигоценное время происходило равномерное воздымание Сихотэ-Алиня; 2) в плиоцене синхронно с базальтовым вулканизмом произошла активизация вертикальных неотектонических движений, причем наиболее интенсивными они были восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома; 3) в плейстоцене не происходили вертикальные движения значимой амплитуды, в это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф, характерный для изучаемого региона; 4) в конце плейстоцена–голоцене произошла незначительная активизация вертикальных новейших движений восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, что отразилось в особенностях развития остаточного рельефа. Сопоставлены результаты морфоструктурного и фрактального анализа, в результате выявлено, что максимумы комплексного параметра самоподобия PRNS совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями наименьшего приращения рельефа или наиболее значительной эрозии. В регионах со стадийным характером неотектонического развития при проведении фрактального анализа гидросети необходимо учитывать дополнительные факторы, обусловленные как характеристиками развития гидросети на каждом из этапов развития, так и консервативностью ее рисунка, отражающего особенности развития рельефа на разных стадиях.

Ключевые слова: неотектоника, рельеф, гидросеть, морфоструктурный и фрактальный анализы, самоподобие.

Morphostructural analysis of the relief and fractal analysis of the stream network of the South of the Sikhote-Alin orogenic belt were carried out. The formation of the relief at the neotectonic stage occurred in several stages, which was reflected in the stream network pattern: 1) during pre-Oligocene time there was a general uplift of Sikhote-Alin; 2) in the Pliocene there was an activation of vertical neotectonic movements, most intense to the East of the Central Sikhote-Alin fault and synchronous with basalt volcanism; 3) in the Pleistocene vertical movements of significant amplitude did not occur, at this time the modern erosion-denudation relief of the region was formed; 4) at the end of the Pleistocene and in Holocene there was a slight activation of vertical movements to the East of the Central Sikhote-Alin fault, which was reflected in the peculiarities of residual relief. Comparison of morphological and fractal analysis results showed, that the maximum of complex parameter of self-similarity PRNS coincide with the areas of greatest increments in elevation and the minima is the smallest increment of relief or which the areas with most significant erosion. In regions with the stage character of neotectonic development during fractal analysis of stream network it is necessary to consider additional factors due to the peculiarities of development of the stream network at each stage of development, and conservative of its pattern, reflecting features of the development of the relief in different stages.

Key words: neotectonics, relief, stream network, morphological and fractal analysis, self-similarity.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с.; e-mail: dsim_0@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, доцент; e-mail: zakharov@geol.msu.ru

³ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gigulya@yandex.ru

⁴ Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, гл. науч. с.; Тихоокеанский государственный университет, профессор, член-корр. РАН; e-mail: alexei_didenko@mail.ru

Введение. Связь новейшей тектоники с формированием рельефа хорошо известна и устанавливается различными методами структурной геоморфологии [Николаев, 1988; Трифонов, 2017], причем одним из важных индикаторов направленности неотектонических движений служит рисунок гидросети. К недостаткам многих известных методик относится то, что большинство построенных с их применением структурно-геоморфологических карт и карт новейшей тектоники отражает амплитуду и направленность тектонических движений за весь неотектонический этап, при этом выделить движения, относящиеся к разным этапам формирования неотектонических структур, бывает затруднительно. В то же время неотектонические структуры могут развиваться не только одновременно, но и неравномерно. Амплитуда и направленность новейших движений могут меняться во времени, скорость воздымания на разных участках и в разные интервалы времени может отличаться, что значительно влияет как на рельеф, так и на рисунок гидросети. Структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [Философов, 1975], позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Стадийность новейших тектонических движений можно определить на основании заложенного в метод предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время и отражают алгебраическую сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени и имеют меньший возраст. Таким образом, в результате комплексного анализа монобазисных поверхностей [Философов, 1975] водотоков разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур и, на наш взгляд, позволяет точнее определить соотношение новейших движений и структур с рисунком гидросети. В связи с этим за основу при изучении новейших вертикальных тектонических движений нами был выбран метод структурно-морфометрического анализа, адаптированный для неотектонических исследований [Симонов, Брянцева, 2018].

В многочисленных работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997] показано, что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия (фрактальности) в достаточно широком диапазоне масштаба. Это позволяет рассматривать рисунок гидросети не только как качественный, но и как количественный параметр оценки новейших вертикальных движений, а фрактальный анализ гидросети — как один из методов такой оценки, что может значительно помочь при исследованиях больших территорий с использованием больших объемов данных.

Установлена связь показателей самоподобия (фрактальной размерности и др.) с густотой речной сети [Мельник, Поздняков, 2008; Сидорчук, 2014], выявлена тенденция к общему увеличению фрактальной размерности с высотой рельефа [Сидорчук, 2014], а также определенная корреляция с направлением вертикальных движений [Захаров и др., 2019; Мельник, Поздняков, 2008; Симонов и др., 2019; Donadio et al., 2014]. Несмотря на значительное число работ, посвященных этой теме, до сих пор остается ряд неопределенностей, возникающих при применении этого вида анализа, в том числе и в методическом плане. Представляется, что недостаточно детально изученными до настоящего времени остаются вопросы правильного выбора масштаба и подбора параметров для фрактального анализа, сопоставления результатов фрактального анализа гидросети с результатами неотектонического анализа. Это делает исследования в этом направлении весьма актуальными.

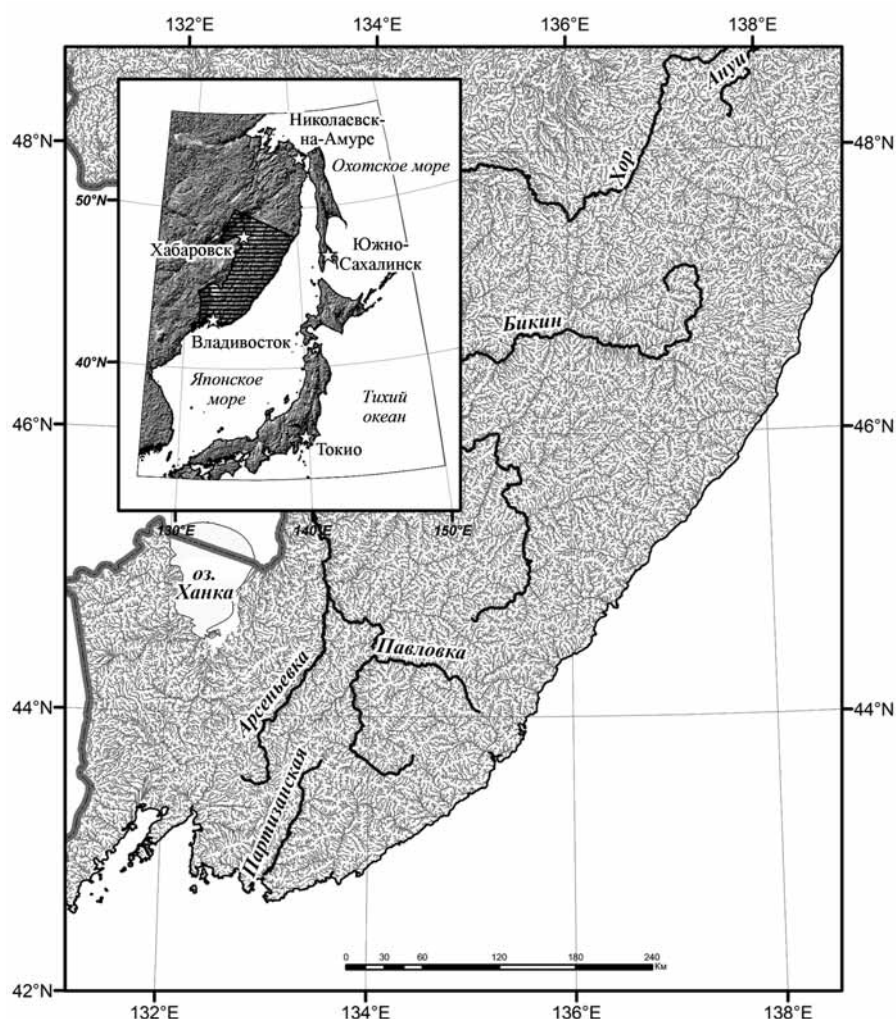
Значительную часть восточной окраины континента Евразия образуют покровно-складчатые системы мелового Сихотэ-Алинского—Северо-Сахалинского орогенного пояса, который рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста разделен на Сихотэ-Алинскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви, ранее составляющие единое целое [Парфенов, 1984; Геодинамика..., 2006]. Структуры континентальной Сихотэ-Алинской ветви занимают значительную часть территории России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере (рис. 1, врезка). На западе континентальная ветвь пояса ограничена раннепалеозойским Бурея-Ханкайским орогенным поясом.

В современном рельефе Сихотэ-Алинский орогенный пояс — крупная горная система (хр. Сихотэ-Алинь) протяженностью более 1000 и шириной до 250 км со средней высотой 800–1000 м (максимальная высота 2090 м, г. Тордоки-Яни) и общим северо-восточным простираанием основной горной цепи и отдельных хребтов. Исключение составляют субширотные хр. Оми на севере и горы Пржевальского на юге. В средней части хр. Сихотэ-Алинь разделен поперечной Бикинской депрессионно-глыбовой зоной. Восточный склон хр. Сихотэ-Алинь круто обрывается к морю, а широкий западный склон — пологий, осевая зона Сихотэ-Алиня (Центральный Сихотэ-Алинский разлом) характеризуется линейно вытянутыми или изолированными купольно-сводовыми формами, а также узкими грабено- и горстообразными структурами.

Цель исследования — детальный анализ неотектонического развития Южного Сихотэ-Алиня и сопоставление полученных результатов с характеристиками самоподобия гидросети.

Материалы и методы исследований. *Морфоструктурный анализ* проводился по методике, предложенной В.П. Философовым [Философов,

Рис. 1. Модель гидросети, рассчитанная по ЦМР SRTM для района исследований



1975] и адаптированной для расчета с помощью ЭВМ. В качестве исходных данных как для морфоструктурного, так и для фрактального анализа была использована цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM v.3 с разрешением 90 м. Для наиболее точной синхронизации гидросети и ЦМР сеть водотоков для последующего анализа была построена по ЦМР с использованием алгоритмов, применяемых в большинстве современных геоинформационных систем [Jenson, Domingue, 1988]. В нашем случае была использована ГИС ArcMap. Рассчитанные таким образом водотоки (рис. 1) классифицированы на порядки согласно алгоритму, по которому порядок долины повышается только при слиянии двух водотоков, имеющих порядок на единицу меньше, а пересечение двух водотоков разных порядков не приводит к увеличению порядка [Strahler, 1957; Философов, 1975]. В ходе анализа рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых составляет не менее 1300–1400 тыс. м² (200 элементарных ячеек ЦМР SRTM). Таким водотокам присваивался 1-й порядок. Всего при заданных параметрах выделения водотоков в пределах изучаемой области было выделено 10 порядков. Поскольку наиболее крупный водосборный бассейн в пределах изуча-

емой области — бассейн р. Усури, при заданных параметрах эта река представляет собой водоток 9-го порядка, а 10-й порядок был присвоен р. Амур без анализа, как водотоку явно более высшего порядка. Для выявления истинного порядка р. Амур при заданных параметрах расчета необходимо построить гидросеть в пределах всего водосборного бассейна Амура, т. е. для территории, в несколько раз превышающей площадь исследуемой области, что не входило в задачу исследований. Указанное допущение никак не влияет на результат, поскольку водоток 10-го порядка — единственный и не включен в дальнейшую обработку и анализ. Наиболее распространены водотоки 1-го порядка, число которых превышает 50%, число водотоков 2-го порядка составляет около 23%, 3-го порядка — <12%, 4-го порядка — около 6%. Водотоков с порядками >5 очень мало (совокупно 9%, причем из них водотоков 5-го порядка около 3%, а 6-го порядка — около 1,5%), и это в основном транзитные водотоки с выработанным профилем равновесия. При дальнейшем анализе мы ограничились 1–6-м порядками.

На основании имеющихся исходных данных для водотоков 6-ти выделенных порядков был рассчитан набор монобазисных поверхностей,

представляющих собой интерполированные поверхности, построенные по тальвегам водотоков каждого порядка и в некоторой степени отражающие остатки древнего рельефа времени заложения водотоков этих порядков, а также разностных поверхностей, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [Философов, 1975]. Поскольку распределение водотоков, особенно старших порядков, неоднородно, чтобы исключить артефакты, обусловленные особенностями алгоритмов интерполяции, монобазисные поверхности интерполировались линейно со сглаживанием методом ближайшего окружения.

При проведении структурно-геоморфологических исследований, в том числе при морфоструктурном анализе, необходимо учитывать, что существенным фактором формирования рельефа может быть эрозионная устойчивость слагающих его пород. В пределах изучаемого региона вещественный состав горных пород неоднороден. Широко распространены как высокопрочные магматические и метаморфические породы, так и обладающие заметно меньшей прочностью осадочные породы, преимущественно терригенные. Без дополнительных исследований собственно эрозионную прочность горных пород, определяемую Г.В. Бастраковым [Бастраков, 1971] как отношение мощности размывающего потока к скорости размыва, вычислить в рамках проводимого исследования невозможно. Поэтому в качестве коэффициента, характеризующего эрозионную устойчивость, нами использован предложенный В.В. Ржевским [Ржевский, Новик, 1984] показатель трудности разрушения горных пород — обобщенная и более универсальная характеристика, чем достаточно широко применяемый для оценки прочности пород коэффициент крепости на сжатие. Прямая зависимость между эрозионной прочностью и крепостью на сжатие для разных литологических типов пород показана Г.В. Бастраковым в работе [Бастраков, 1971].

Корреляция между прочностью на сжатие и показателем трудности разрушения, а также соответствие этих коэффициентов разным типам горных пород принята нами по опубликованным таблицам [Горная..., 1987]. Для оценки влияния литологической неоднородности на формирование рельефа и последующего комплексного анализа нами на основе государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [Государственная..., 2011] составлена карта трудности разрушения пород, которую в соответствии с описанной выше корреляцией между трудностью разрушения и эрозионной устойчивостью можно использовать как аналог карты эрозионной устойчивости. Кроме того, с целью выявления влияния литологического состава пород на морфологию рельефа также рассчитывали крутизну склонов.

Определение характеристик самоподобия гидросети. Как уже указано выше, на формирование рисунка гидросети, помимо множества различных факторов, включающих в себя климатические и гидрологические факторы, особенности геологического строения и литологического состава пород и трещиноватость, значительно влияют новейшие и современные вертикальные тектонические движения, что делает ее рисунок одним из наиболее чувствительных маркеров этих процессов.

В работах [Федер, 1991; Pelletier, 1999; Turcotte, 1997] рассмотрены основные соотношения между рядом базовых параметров бассейнов водостока, имеющие степенной характер, которые можно использовать для количественного описания особенностей гидросети на основе применения подходов фрактальной геометрии.

Известно, что рисунок гидросети меняется при разной направленности вертикальных новейших движений. Так, относительно большое число коротких русел с частой сменой порядка может указывать на режим локального воздымания, в то время как удлиненные водотоки одного порядка с относительно редкой сменой порядка могут свидетельствовать о режиме локального опускания [Философов, 1975]. Количественным выражением указанной зависимости может служить степенной показатель α в распределении водотоков по длине:

$$N \sim L^{-\alpha}, \quad (1)$$

где N — число потоков конкретного порядка (или диапазона порядков), L — их длина. Этот параметр позволяет характеризовать соотношение длин русел: чем больше относительная доля коротких русел, тем большие значения принимает параметр α .

Обычно при фрактальном анализе вычисляют фрактальную размерность D , которая служит показателем в степенном законе вида

$$N \sim \delta^{-D}, \quad (2)$$

где δ — масштаб рассмотрения, N — число элементов данного масштаба. При вычислении D нами использован метод покрытия клетками (box dimension) [Федер, 1991; Turcotte, 1997]. Эта характеристика может быть применена для численного анализа густоты водотоков и частоты смены порядков.

Густоту водотоков мы описываем фрактальной размерностью рисунка гидросети, обозначим ее D_r . Повышенные значения фрактальной размерности D_r соответствуют как областям извилистости русел, так и зонам, где происходит частое ветвление гидросети, поэтому с помощью только этого параметра не получается достаточно уверенно различить тектонические режимы поднятий и опусканий.

Для характеристики степени разветвленности гидросети вычислялась фрактальная размерность множества точек, в которых происходит смена порядка русел (order change), обозначим ее D_{oc} .

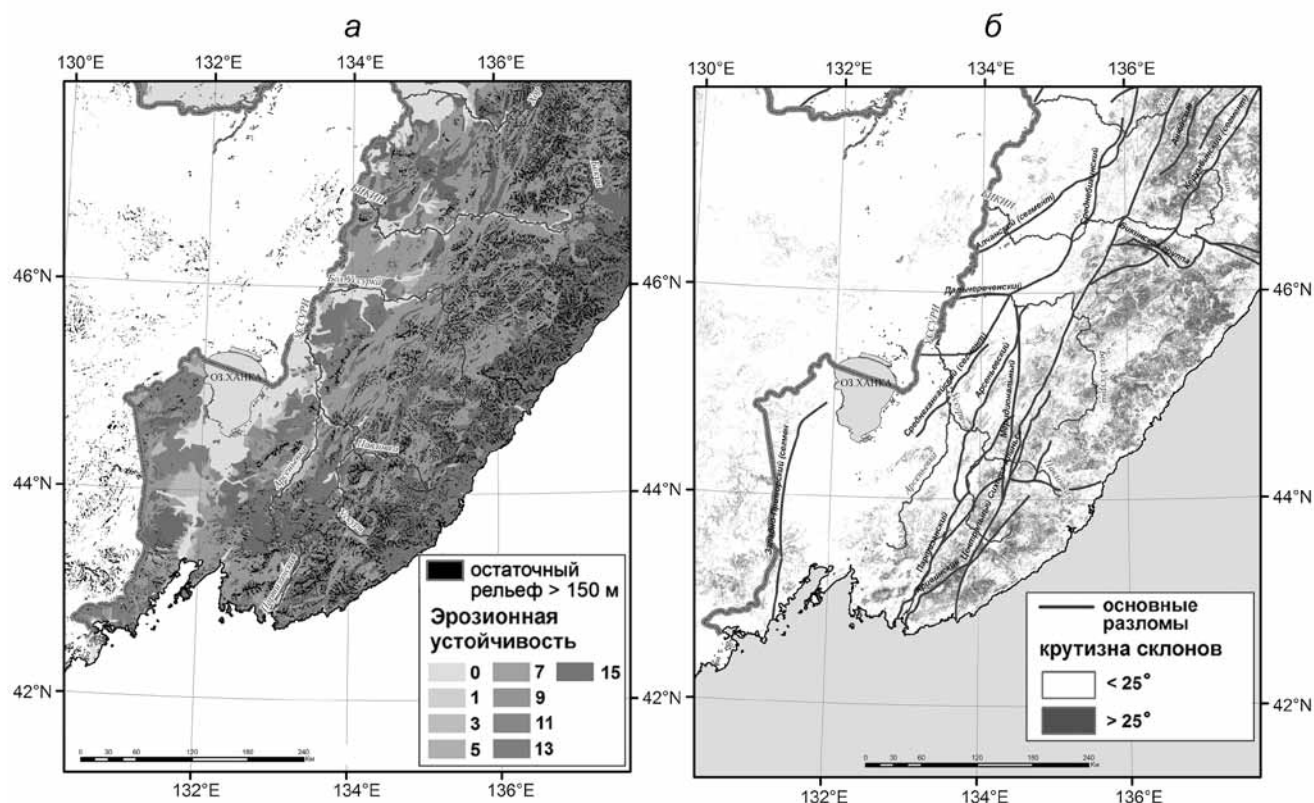


Рис. 2. Сопоставление карты эрозионной устойчивости и остаточного рельефа высотой >150 м (а) и распространение рельефа с крутизной склонов более 25° в пределах изучаемого региона (б)

Повышенные значения этого параметра будут в тех областях, где происходит частое ветвление (смена порядков) русел, что соответствует поднятиям.

Анализ самоподобия гидросети проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo v.3.3. При анализе всех трех характеристик самоподобия гидросети мы подобрали параметры окон и масштаба с учетом следующих обстоятельств: диапазон масштаба при любом виде анализа самоподобия для надежного определения его параметров должен быть не меньше 1-го порядка, нижняя граница масштабов должна быть такой, чтобы принадлежать области скейлинга (выполнение соотношений (1) и (2)). Верхняя граница масштабов должна быть такой, чтобы окно анализа помещалось в размер региона достаточное число раз для построения детальной картины пространственных вариаций анализируемых характеристик.

В результате тестовых расчетов выбраны следующие параметры окна: размер окна составлял 0,5×0,5° (~40×40 км на данной широте), перекрытие — 0,25° (~20 км), диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении, — от 0,5 до 0,05° (~40–4 км).

Комплексный параметр самоподобия. Обычно в работах, посвященных фрактальному анализу гидросети, описанные выше характеризующие ее параметры используются отдельно. Хотя все они в

той или иной степени отражают вертикальные движения разных направлений, по отдельности они не позволяют проводить сопоставление с неотектоническими движениями и различать обстановки поднятия и опускания. Густая сеть с относительно большими порядками соответствует опусканию, а с относительно короткими — воздыманию. С целью улучшения методики мы предлагаем использовать *комплексный* (комбинированный) параметр самоподобия, объединяющий несколько характеристик рисунка гидросети.

В качестве такого параметра *PRNS* (Parameter of River Network Self-similarity) предлагается следующая комбинация:

$$PSRN = \langle Dr \rangle + \langle D_{oc} \rangle + \langle \alpha \rangle, \quad (3)$$

где в угловых скобках для каждого параметра заключено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций. Нормирование необходимо для приведения вариаций каждого параметра к одинаковому диапазону (от 0 до 1). Такое комбинирование необходимо для того, чтобы корректнее отразить выраженность тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях параметра *PRNS*. Предлагаемый параметр новый, мы тестировали возможность и эффективность его применения в его сопоставлении с результатами морфоструктурного анализа. Эта работа продолжает наши исследования по разработке методики, позволяю-

щей выявлять новейшие тектонические движения с применением методик фрактального анализа.

Результаты исследований и их обсуждение.

Морфоструктурный анализ. Для изучаемой территории характерны породы, значительно различающиеся по прочности. В то же время рельеф изучаемой области древний, развивающийся достаточно продолжительное время, что может нивелировать влияние прочности пород, слагающих рельеф. С целью оценки влияния прочности пород на формирование рельефа нами проведено сопоставление остаточного рельефа и карты прочности пород (рис. 2, а). Выявлено, что остаточный рельеф высотой более 150 м оценочно несколько лучше проявлен в областях выхода на дневную поверхность более прочных пород, тем не менее нельзя утверждать, что прочность пород — определяющий фактор, поскольку высокий остаточный рельеф в пределах Центрального Сихотэ-Алиня в областях распространения существенно менее прочных пород также достаточно широко распространен. Вместе с этим важно отметить, что высокий остаточный рельеф распространен в значительно большей степени восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 2, а). Показательно, что склоны с крутизной более 25° отмечены почти исключительно восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов (рис. 2, б), причем их распространение хорошо коррелирует с высоким остаточным рельефом (рис. 2). Можно предположить, что высокий остаточный рельеф, вероятнее всего, обусловлен более интенсивными восходящими движениями восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома на последних этапах развития Сихотэ-Алиня. В связи с этим при дальнейших построениях мы исходили из того, что фактор эрозионной устойчивости пород в изучаемом регионе не является определяющим при формировании рельефа, и им в значительной степени можно пренебречь.

Конфигурация наиболее древнего рельефа Сихотэ-Алиня в пределах Приморского края, который можно проанализировать предлагаемым методом, отражен в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков 6-го порядка (рис. 3, а). Надежных маркеров возраста этого рельефа нет. Можно отметить, что наибольшие значения высоты этого древнего рельефа отмечены севернее р. Б. Уссурка, в то время как на юге высота рельефа была незначительной. По всей видимости, в это время уже существовали долины рек Бикин, Б. Уссурка и Павловка, пересекающие Сихотэ-Алинь в субширотном направлении.

Более молодой рельеф, отражающийся в монобазисной поверхности 5-го порядка (рис. 3, б), можно предположительно датировать олигоценом — временем формирования песчаников и конгломератов угловинской свиты олигоцена. Фрагменты отложений этого возраста сохранились

в долинах крупных рек. Наиболее значительные площади отложений угловинской свиты в пределах Центрального Сихотэ-Алиня отмечены в среднем течении р. Бикин, в пределах впадины, выявляемой в монобазисной поверхности 5-го порядка. Как видно из анализа разностной поверхности 5- и 6-го порядков (рис. 4, а), до олигоцена происходило относительно равномерное воздымание всего Сихотэ-Алиня, несколько более интенсивное в областях севернее рек Б. Уссурка и Бикин.

Это воздымание на восточном склоне компенсировалось эрозией крупных рек, что выражается в близких к нулю или даже отрицательных значениях разностной поверхности в среднем и нижнем течении рек Б. Уссурка, Арсеньевка и Павловка, а также в верхнем течении современной Уссури. Интересно, что в верхнем течении р. Бикин, в пределах Центрального Сихотэ-Алиня, воздымание хоть и не полностью, но в значительной степени компенсировалось эрозией, в то время как в среднем течении это не наблюдается. По Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому в это время значительные вертикальные смещения, по всей видимости, не происходили. Важно отметить достаточно интенсивную эрозию более древнего рельефа между оз. Ханка и заливом Петра Великого, исходя из этого можно сделать предположение, что в палеогене сток рек западного склона Сихотэ-Алиня был направлен на юг, в залив Петра Великого, а не на север, в Амур, как в настоящее время. На основании анализа монобазисной поверхности 4-го порядка (рис. 3, в) можно предположить, что ко времени формирования современных водотоков 4-го порядка долины наиболее крупных рек региона приобрели современные очертания. Рельеф южного замыкания Сихотэ-Алиня стал более высоким.

Наиболее интересные выводы можно сделать, анализируя разностную поверхность 4- и 5-го порядков (рис. 4, б). На основании анализа этой поверхности можно предположить, что ко времени формирования рельефа, конфигурация которого отражается в монобазисной поверхности 4-го порядка, произошла активизация крупных разломов, в том числе главного структурного шва Сихотэ-Алиня — Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Хорошо видно, что области восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского, Партизанского и Извилистого разломов испытывали достаточно интенсивное воздымание, в то время как западные области положительного приращения рельефа фрагментарны, и большую площадь занимают области с нулевыми значениями. Это может свидетельствовать о том, что здесь вертикальные движения в этот период полностью компенсировались эрозией и осадконакоплением.

В областях восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома нулевые значения разностной поверхности отмечены только вдоль долин

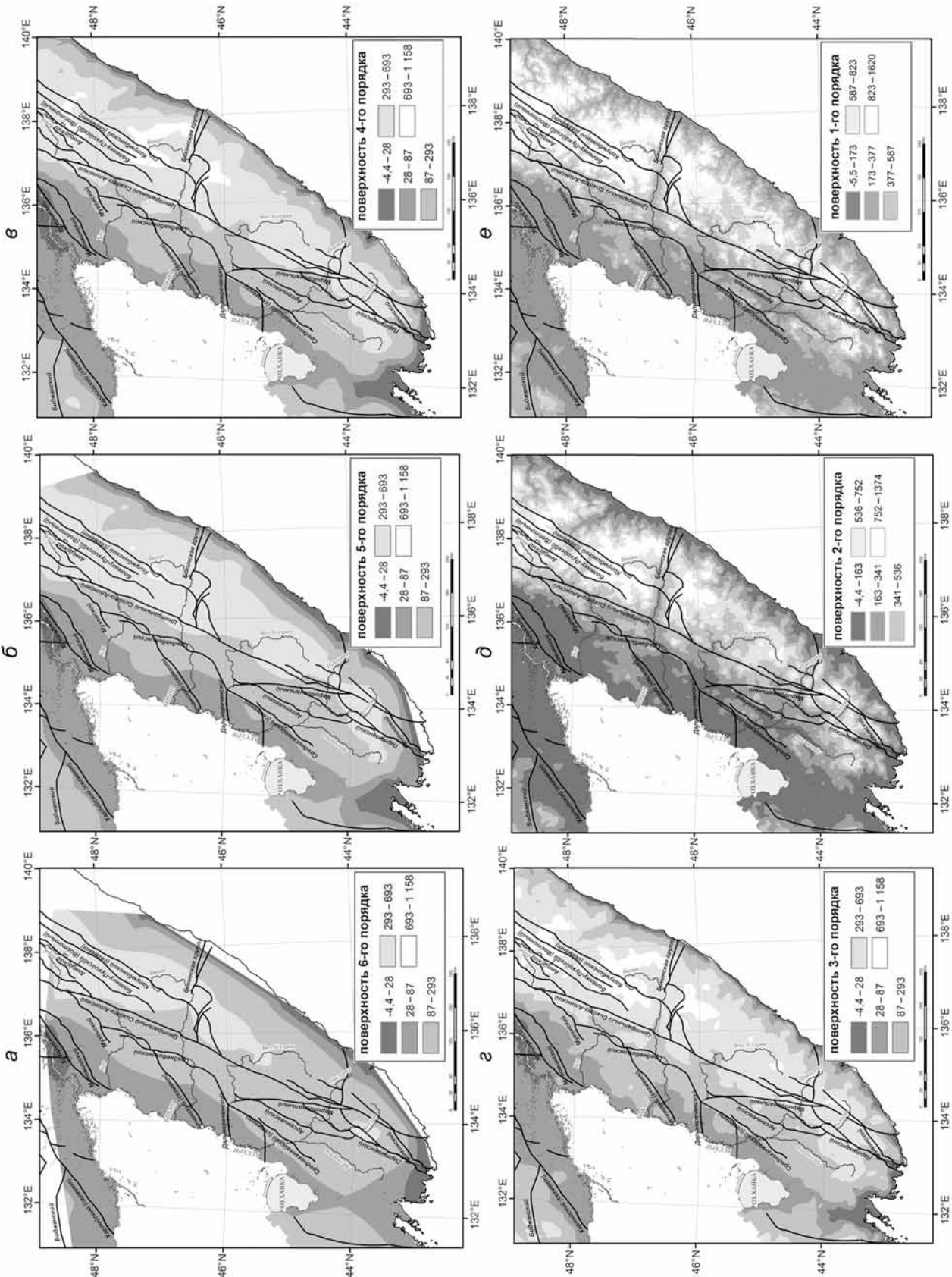


Рис. 3. Монобазисные поверхности, построенные по волоткам разного порядка: **а** — 6-го порядка, **б** — 5-го порядка, **в** — 4-го порядка, **г** — 3-го порядка, **д** — 2-го порядка, **е** — 1-го порядка

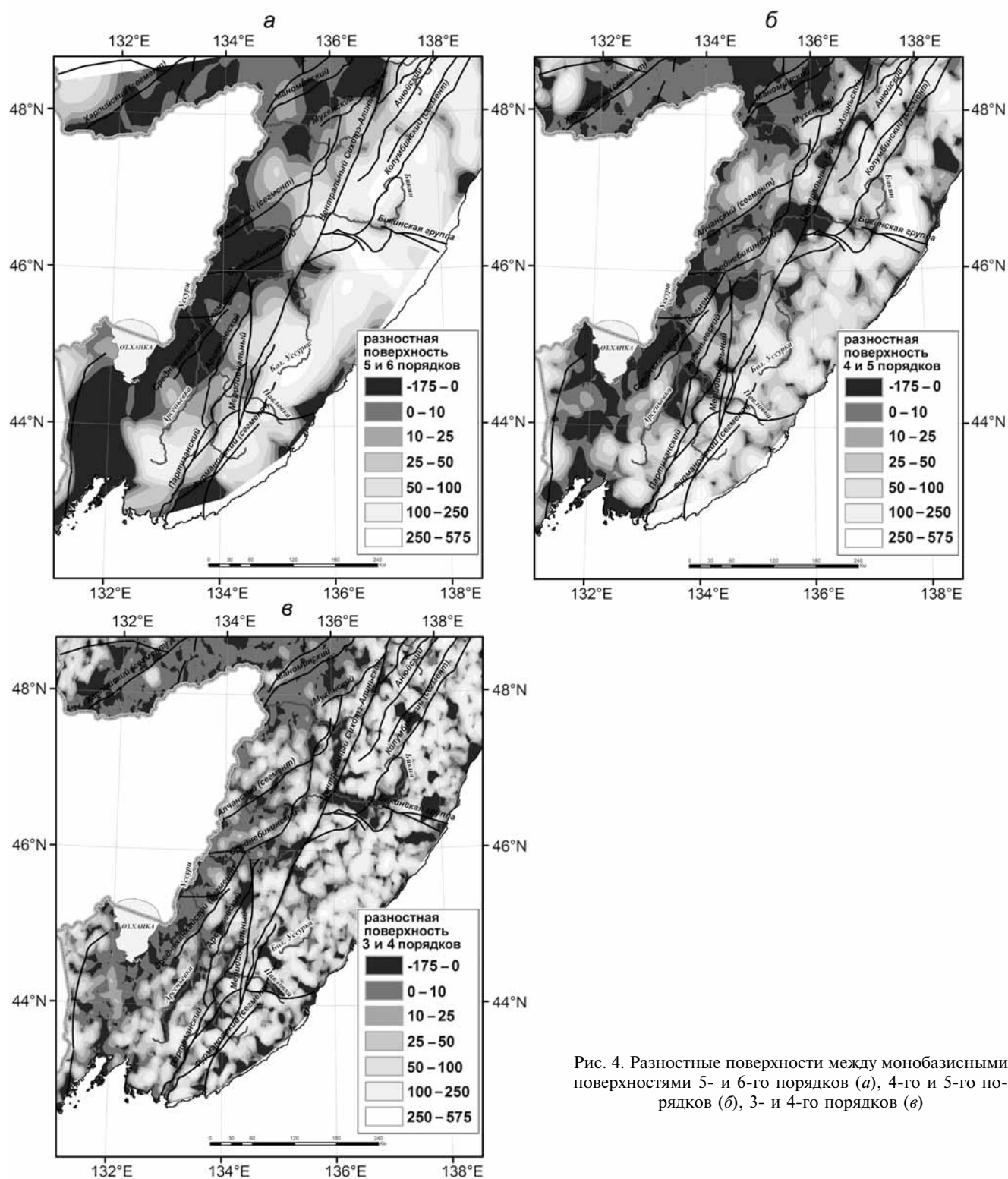


Рис. 4. Разностные поверхности между монобазисными поверхностями 5- и 6-го порядков (а), 4-го и 5-го порядков (б), 3- и 4-го порядков (в)

наиболее крупных рек старше 4-го порядка, это свидетельствует о том, что в целом интенсивность воздымания указанной области в период формирования рек 4-го порядка превосходила интенсивность эрозии, а если и была компенсирована, то только для крупных рек.

Вместе с тем необходимо отметить интенсивную эрозию реками более древнего рельефа вдоль активизированных разломов и пересекающих их,

что может свидетельствовать о формировании своеобразных «уступов», образовавшихся вследствие вертикальных движений по этим разломам. Наиболее ярким примером может служить размывание более древнего рельефа р. Бикин в месте его пересечения с Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. В это же время активизировались и разломы, секущие Сихотэ-Алинь в широтном направлении, — Бикинский и Южно-Приморская

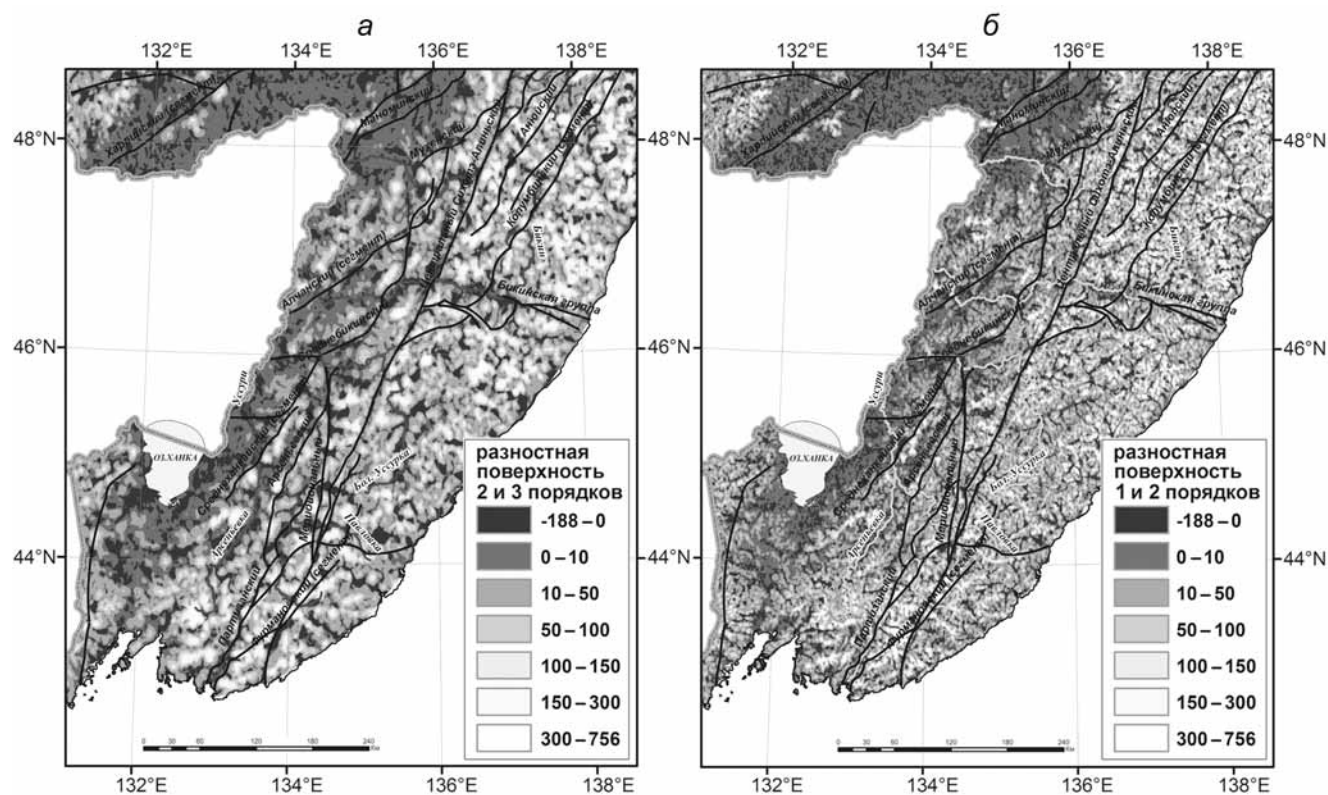


Рис. 5. Разностная поверхность между монобазисными поверхностями 2- и 3-го порядков (а), 1- и 2-го порядков (б)

зона Извилистого разлома. Области, расположенные южнее Южно-Приморской зоны и севернее Бикинского разлома, испытывали более интенсивное воздымание, чем сегмент, заключенный между этими разломами, причем наибольшее по амплитуде поднятие испытывал блок, расположенный на юго-востоке от Извилистого разлома и Приморской зоны.

Кроме того, отметим, что значительное воздымание в это время испытала вся область южнее 44° с.ш. Интенсивной эрозии области между оз. Ханка и заливом Петра Великого, отмеченной нами на предыдущей стадии развития рельефа, на данном этапе уже не было. Можно предположить, что именно в это время сток рек с западного склона Сихотэ-Алиня перенаправился в Амур. Вероятнее всего, описываемая нами активизация новейших движений была синхронна с плиоценовым базальтовым вулканизмом, а наиболее значительное приращение рельефа в верховьях р. Бикин, отмечаемое на разностной поверхности, обусловлено излияниями базальтов и образованием наиболее крупного Зевинского базальтового плато.

Монобазисные поверхности 3-, 2- и 1-го порядков (рис. 3, г, д, е) отражают эволюцию рельефа в плейстоцене. Наиболее полезную информацию об эволюции рельефа на рассматриваемом этапе можно получить на основании анализа соответствующих разностных поверхностей.

Так, анализ разностной поверхности 3- и 4-го порядков (рис. 4, в) показывает, что в начале плейстоцена произошла стабилизация вертикальных

тектонических движений. Приращение высоты рельефа на всей площади изучаемой территории приблизительно одинаковое, с небольшим преобладанием на севере. При этом видно, что приращение рельефа происходит в совокупности с эрозией более древнего рельефа (о чем свидетельствуют отрицательные значения разностной поверхности), причем эрозия более интенсивна там, где на предыдущем этапе развития рельефа происходило наиболее интенсивное воздымание. Обращает на себя внимание то, что признаки вертикальных движений по крупным разломам не отмечены. Области эрозии более древнего рельефа в долинах крупных рек перемещаются вверх по течению относительно тех областей эрозии, которые отмечены на предыдущем этапе, т.е. происходит попятная эрозия, вырабатываются новые профили этих рек, что свидетельствует о стабильности региона и формировании рельефа в основном в результате эрозии. Активно размывается западный склон Зевинского базальтового плато. Менее интенсивная эрозия и меньшее приращение рельефа характерны для сегмента между Бикинским разломом и Южно-Приморской зоной Извилистого разлома, что можно объяснить тем, что амплитуда новейших воздыманий на предыдущем этапе в нем была меньше.

Анализ разностной поверхности 2- и 3-го порядков (рис. 5, а) показывает, что на этом этапе ситуация не менялась. Следов интенсивных вертикальных движений нет, продолжается постепенная эрозия ранее сформировавшегося рельефа.

Разностная поверхность 1- и 2-го порядков (рис. 5, б) свидетельствует о том, что в конце плейстоцена ситуация принципиально не изменилась. Следов выраженных вертикальных движений выявить не удалось.

В голоцене, по всей вероятности, вновь произошла незначительная активизация Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, это выражается в том, что высокий остаточный рельеф и большая крутизна склонов современного рельефа проявлены почти исключительно восточнее него (рис. 2). Однако можно предположить, что эта активизация крайне незначительна, поскольку в формировании высокого остаточного рельефа существенную роль играет и тот фактор, что эрозии подвергается рельеф, изначально более высокий, чем тот, который развит западнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Итак, с помощью структурно-морфометрического метода удалось проследить развитие рельефа Сихотэ-Алиня начиная с олигоцена. Можно выделить три стадии развития рельефа, отражающие неотектоническую активность: доолигоценовая стадия развития Сихотэ-Алиня, стадия олигоцен-плиоценовой активизации, характеризующаяся достаточно интенсивными вертикальными движениями и хорошо выраженной активизацией Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, и плейстоценовая стадия, на протяжении которой значительные вертикальные движения уже не происходили и оформился современный эрозионно-денудационный характер рельефа.

Сопоставление результатов морфоструктурного анализа с результатами фрактального анализа гидросети. Рисунок гидросети формировался на протяжении всего неотектонического этапа развития. В связи с этим наиболее обоснованным представляется сопоставление предлагаемого нами параметра фрактальной размерности $PRNS$ с разностной поверхностью 1–6-го порядков, отражающей суммарное изменение рельефа с олигоцена до конца плейстоцена, произошедшее как вследствие вертикальных неотектонических движений, так и в результате процессов эрозии и денудации. Эта разностная поверхность отражает суммарный тренд вертикальных движений за неотектонический этап, без разделения на стадии.

Сопоставление разностных поверхностей 1- и 6-го порядков с пространственным распределением комплексного параметра $PRNS$ гидросети (рис. 6, а) показывает, что в целом максимумы параметра $PRNS$ совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшим приращением рельефа или с областями наиболее значительной эрозии. Однако такое совпадение проявлено не повсеместно, отмечены области, для которых характерна обратная корреляция. На наш взгляд, это как раз и объясняется описанной ранее стадийностью

развития рельефа, а также тем, что на разных стадиях для одной и той же территории могла быть характерна инверсия вертикальных движений. Более молодая гидросеть формировала рисунок, свойственный более молодым движениям, но при этом более древняя и более развитая гидросеть оставалась консервативной и отражала направленность движений, происходивших на предшествующей стадии развития рельефа, что и показывают результаты фрактального анализа.

Как отмечено ранее, наибольшее число (>90%) водотоков — это водотоки 1–4-го порядков, наибольший вклад при расчете фрактальных характеристик гидросети будут вносить именно они. Исходя из этого следует предположить, что фрактальные характеристики гидросети в наибольшей степени будут отражать суммарное развитие рельефа за период от заложения водотоков 4-го порядка до заложения водотоков 1-го порядка. Для изучаемого региона это период с конца плиоцена до конца плейстоцена. В результате структурно-морфометрического анализа для этого интервала времени были в большей степени характерны эрозионно-денудационные процессы, отражающиеся в суммарной разностной поверхности 1–4-го порядков.

Сопоставление результатов фрактального анализа с этой разностной поверхностью, действительно, демонстрирует (рис. 6, б), что ряд минимумов, накладывающихся на области со значительным приращением рельефа за весь неотектонический этап, можно объяснить наиболее интенсивной эрозией рельефа, сформировавшегося на предыдущих этапах в ходе заключительной плейстоценовой стадии, причем ряд максимумов объясняется не собственно неотектоническим воздыманием, а расчленением рельефа на изолированные хребты в ходе интенсивной эрозии. Сопоставление результатов фрактального анализа с разностными поверхностями, отражающими развитие рельефа на предшествующих стадиях развития (рис. 6, в, г), также демонстрирует совпадение отдельных минимумов и максимумов параметра $PRNS$, что не могло быть объяснено при предыдущем анализе.

Заключение. Проведен морфоструктурный анализ рельефа и комплексный анализ самоподобия гидросети Сихотэ-Алиня в пределах Приморского края, построены серии монобазисных и разностных поверхностей, что позволило проследить историю неотектонического развития изучаемого региона начиная с олигоцена.

Выявлено, что на неотектоническом этапе рельеф формировался в несколько стадий, что отразилось в особенностях рисунка гидросети. До олигоцена происходило приблизительно равномерное воздымание Сихотэ-Алиня. Синхронно с плиоценовым базальтовым вулканизмом, по всей

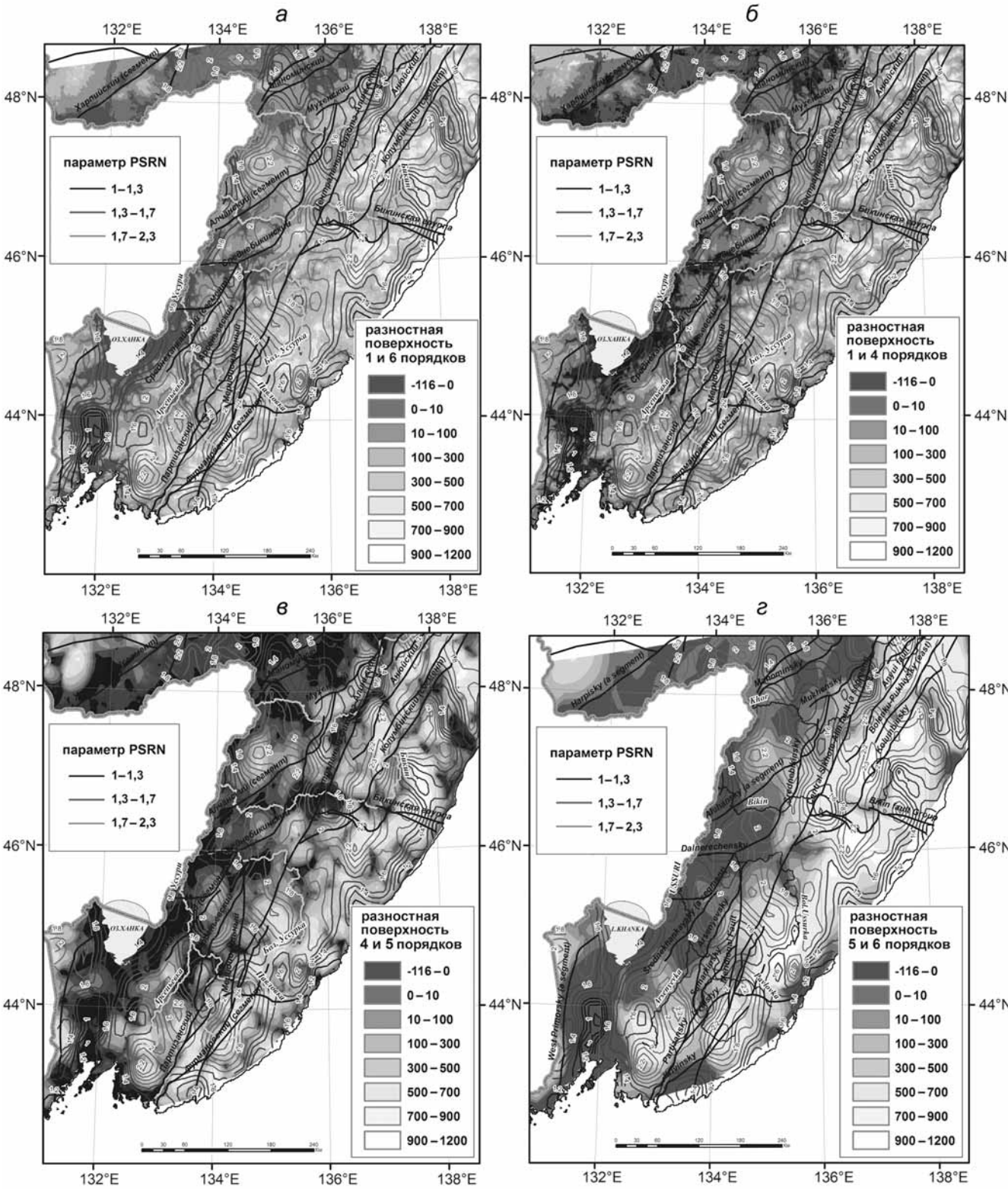


Рис. 6. Сопоставление комплексного параметра самоподобия *PRNS* с разностной поверхностью между монобазисными поверхностями 1- и 6-го порядков (а), 1- и 4-го порядков (б), 4- и 5-го порядков (в), 5- и 6-го порядков (г)

видимости, произошла активизация и вертикальных неотектонических движений, причем наиболее интенсивными они были восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. На протяжении плейстоцена вертикальные движения значимой амплитуды, по всей видимости, уже не происхо-

дили, в это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф, характерный для изучаемого региона. В конце плейстоцена–голоцене, вероятно, произошла незначительная активизация вертикальных новейших движений восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома,

что отразилось в особенностях развития остаточного рельефа.

Сопоставлены результаты морфоструктурного и фрактального анализов. В целом результаты показали удовлетворительную корреляцию: максимумы комплексного параметра самоподобия *PRNS* совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы — с областями с наименьшими приращением рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии.

В регионах со стадийным характером неотектонического развития при проведении фрак-

тального анализа гидросети необходимо учитывать дополнительные факторы, обусловленные как характеристиками гидросети на каждом этапе развития, так и консервативностью ее рисунка.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015). Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бастраков Г.В. Эрозионная прочность горных пород // Геоморфология. 1977. № 2. С. 52–55.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1 000 000, Дальневосточная серия (третье поколение) листы L-52 (Пограничный), L 53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), 53 (Находка), СПб.: Изд-во картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2011.

Захаров В.С., Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И. Характеристики самоподобия системы водотоков Керченского полуострова и их сопоставление с результатами структурно-геоморфологического анализа // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 1. С. 50–60. URL: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.1-5>.

Горная энциклопедия. Т. 3. Кенган-Орт. М.: Сов. энциклопедия, 1987. 592 с.

Мельник М.А., Поздняков А.В. Фракталы в эрозионном расчленении поверхности и автоколебания в динамике геоморфосистем // Геоморфология. 2008. Т. 3. С. 86–95. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-3-86-95>.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоя северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород: Учебник для вузов. М.: Недра, 1984. 359 с.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей // Геоморфология. 2014. № 1. С. 3–14. URL: <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-1-3-14>.

Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керчен-

ского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. вып. 3. С. 12–25.

Симонов Д.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. Комплексный структурно-геоморфологический, структурно-морфологический и фрактальный анализ вертикальных новейших движений Керченского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 19–29.

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. 614. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 614).

Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 260 с.

Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1975. 232 с.

Donadio C., Magdaleno F., Mazzarella A., Kondolf G.M. Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the Mediterranean morphoclimatic system: geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) Fluvial Geometry // Pure Appl. Geophys. 2014. Vol. 172. P. 1975–1984. URL: <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0910-z>.

Jenson S.K., Domingue J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1988. Vol. 54, N 11. P. 1593–1600.

Pelletier J.D. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. B4. P. 7359–7375.

Strahler A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology // Transactions of the Amer. Geophys. Union. 1957. Vol. 38, N 6. P. 913–920.

Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию 27.12.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 551.782.13: 551.88

С.И. Меренкова¹, И.Ф. Серегина², Р.Р. Габдуллин³, Ю.В. Ростовцева⁴,
М.А. Большов⁵

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОСОЛЕННОСТИ И БАТИМЕТРИИ ЕНИКАЛЬСКОГО ПРОЛИВА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОКЕАНА ПАРАТЕТИС В САРМАТСКОЕ ВРЕМЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Впервые выполнены геохимические исследования сарматских глин и алевролитов Керченского пролива и Таманского п-ова с целью выявления палеогеографических особенностей их осадконакопления. По результатам интерпретации полученных геохимических данных уточнены и детализированы кривые палеосолености и палеобатиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис. Выделено 2 регрессивных (ранний сармат; с середины позднего сармата) и 2 трансгрессивных (средний и начало позднего сармата; конец позднего сармата—начало мэотиса) этапа в развитии изучаемого района. Получены данные солености в промилле. Доказана эффективность используемых методик интерпретации геохимических данных при палеогеографических реконструкциях, которые впоследствии могут быть успешно применены для отложений, лишенных ископаемых остатков или отличающихся слабой индикаторной функцией присутствующих видов фауны и флоры.

Ключевые слова: миоцен, сармат, соленость, батиметрия, литологическая геохимия, восточная часть океана Паратетис.

Geochemical studies of sarmatian clays and silts of the Kerch Strait and the Taman Peninsula to determine the paleogeographic features of their formation were researched for the first time. Proxies for paleosalinity and paleobatimetry were built using geochemical data to specify previous reconstructions. Two regressive (early Sarmatian; from the middle of the Late Sarmatian) and two transgressive (middle and early Late Sarmatian; late Late Sarmatian — early Meotian) stages in the development of the study area were distinguished. Data on salinity in ppm were obtained. The effectiveness of the used methods of interpreting geochemical data in paleogeographic reconstructions, which can subsequently be successfully applied to deposits deprived of fossil remains or characterized by a weak indicator function of the species of fauna and flora, is proved.

Key words: Miocene, Sarmatian, salinity, bathymetry, lithological geochemistry, Eastern Paratethys.

Введение. Изучение сарматских отложений Керченско-Таманского региона имеет длительную историю. С XIX в. и вплоть до настоящего момента шло постепенное накопление фактического материала и знаний об этом этапе развития восточной части океана Паратетис: неоднократно уточняли и пересматривали стратиграфию (в частности, ярусное деление), сопоставляли региональные схемы, проводили комплексные исследования, включающие литологическую и палеонтологическую [Андрусов, 1891; Колесников, 1935; Невеская, 2004; Ростовцева, 2009, 2012; Попов и др., 2018; Rorov et al., 2016] характеристику этих отложений.

Исследование полужамкнутых водоемов, подобных океану Паратетис, имеет важное значение для палеогеографии, так как вследствие ограниченного водообмена с океаном в осадочных толщах регистрируются даже незначительные изменения условий среды. Палеогеографию сарматского бассейна (как и для других неогеновых водоемов восточной части океана Паратетис) в пределах Керченско-Таманского региона из-за присутствия в отложениях большого количества фаунистических остатков выстраивали преимущественно по палеонтологическим данным. Разрезы сарматских отложений Таманского п-ова детально охарактере-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии; *e-mail*: koshelevasof@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, химический факультет, кафедра аналитической химии, доцент; *e-mail*: sereginairina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail*: mosgorsun@rambler.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии, заведующий кафедрой; *e-mail*: rostovtseva@list.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, химический факультет, кафедра аналитической химии, профессор; Институт спектроскопии РАН; *e-mail*: mbolshov@mail.ru

Рис.1. Карта-схема местоположения района исследования



ризованы по моллюскам, фораминиферам, остракодам, диатомовым водорослям, что делает их наиболее подходящими для оценки эффективности специализированных прецизионных методик. Впервые используемые для изучаемых отложений методы интерпретации геохимических данных с целью реконструкции палеогеографических особенностей вод восточной части океана Паратетис в пределах Керченско-Таманского региона (Еникальского пролива) впоследствии могут быть успешно применены для отложений, лишенных ископаемых остатков или отличающихся слабой индикаторной функцией видов фауны и флоры, присутствующих в них.

Исследуемая выборка составлена так, что позволяет проследить изменение геохимических параметров рассматриваемого палеобассейна (солености) как на протяжении всего сарматского времени (в масштабе региояруса) (разрезы Тамани, охватывающие все подразделения сарматского региояруса), так и более детально, акцентируя внимание на одном из этапов его развития (отложения, вскрытые в Керченском проливе, относящиеся к нижней части среднего сармата).

Материалы и методы исследований. Впервые проведены геохимические и частично палеонтологические исследования сарматских отложений по керну из трех скважин (А-80, А-83, А-84), пробуренных в Керченском проливе, а также геохимические исследования сарматских глинистых пород, отобранных из опорного разреза мыса Панагия на Таманском п-ове (рис. 1). В ходе исследования проанализировано 30 образцов при суммарной мощности изученных отложений около 600 м. Образцы сарматских пород из опорного

разреза мыса Панагия на Тамани предоставлены Ю.В. Ростовцевой. Этот материал весьма ценен в связи с исчезновением части непрерывных выходов сарматских отложений в береговых обрывах в этом обнажении из-за строительства морского порта Тамань. Отложения из Керченского пролива, принадлежащие к нижней части среднего сармата, частично восполняют интервал между образцами разреза мыса Панагия.

Измерения выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС-ИСП) с использованием квадрупольного масс-спектрометра «Agilent 7500С» («Agilent Technologies», Япония) в лаборатории спектроскопических методов анализа кафедры аналитической химии химического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Разложение анализируемых проб проводилось смесью концентрированной азотной кислоты и перекиси водорода с применением автоклавной системы микроволновой подготовки проб «Milestone ETHOS».

Для образцов из Керченского пролива в лабораториях ФГБУ «Брянскагрохимрадиология» определены также гранулометрический состав, карбонатность и содержание органического углерода.

Для реконструкции относительного и абсолютного изменения палеосолености в Керченско-Таманской части океана Паратетис использованы отношение Sr/Ba и содержание бора. Изменение отношения Sr/Ba позволяет проследить за варьированием солености в палеобассейне (отношение возрастает прямо пропорционально солености). Исходя из разницы концентрации Sr в пресных и морских водах, а также полагая, что при поступлении Ba^{2+} в морскую воду следует ожидать

выпадения BaSO_4 ; предполагается, что к пресноводным следует относить отложения с величиной $\text{Sr/Ba} < 1$, а к морским — с $\text{Sr/Ba} > 1$ [Катченков, 1959; Яночкина, 1966; Юдович, 2011].

Бор — один из наиболее изученных и широко используемых индикаторов палеосолёности бассейнов седиментации. Шведскими учеными [Landergreen, Sarvajal, 1969] было предложено отношение для расчета солёности по содержанию бора: $S = (B/27,9)^{2,32}$, где S — палеосолёность (‰), B — содержание бора в осадках, измеренное инструментально (г/т).

Это отношение выведено на основании анализа обширного материала глубоководного бурения для современных осадков. Ранее было установлено [Frederickson, Reynolds, 1960], что в иллитах бор накапливается из морской воды пропорционально его количеству в ней, а также, что бор прочно закреплен в решетке иллита, и его количество существенно не изменяется в результате постдиагенетических преобразований.

Для оценки относительного изменения глубины бассейна использованы отношения Fe/Mn и Sr/Ni [Юдович, 2011]. По отношению Fe/Mn в осадочных породах выделяют глубоководные ($\text{Fe/Mn} < 40$), мелководные ($40 < \text{Fe/Mn} < 80$) и прибрежно-морские с доминированием терригенного материала ($\text{Fe/Mn} > 80 \div \sim 160$) [Скляров, 2001].

Диаграмма Th/Sc-Zr/Sc отражает накопление в осадке циркона вследствие вызревания и рециклинга (выветривания и переотложения) [(McLennan et al., 1990)].

Характеристика изучаемых отложений. Отложения Керченского пролива содержат *Porosonion granosum* (d'Orbigny), *Nonion bogdanowiczi* Voloshinova, *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny), *Fissurina bessarabica*, *Quinqueloculina collaris* (G. et Iss.), *Q. consobrina*, *Dogielina sarmatica* Bogd., *Affinetrina voloshinovae* (Bogd.), а также в большом количестве статолиты мизид [Voicu, 1981]. По этому комплексу фауны их можно отнести к среднему сармату (вероятно, к его нижней части).

Детальная литологическая характеристика глин из вдольбереговых обнажений м. Панагия—г. Зеленского, а также их послойная палеонтологическая привязка и характеристика подробно приведены в работах предыдущих исследователей [Ростовцева, 2009, 2012; Попов et al., 2016].

По гранулометрическому составу (классификация В.Т. Фролова [1992]) сарматские отложения Керченского пролива, вскрытые скважинами А-80, А-83 и А-84, относятся к чистым алевритам и алевритам сильноглинистым с содержанием алевритовой фракции (0,1–0,01 мм) 97–99 и 64% соответственно. По минеральному составу в валовых пробах преобладает кварц (24–45%), из глинистых минералов присутствуют гидрослюда (5–20%), смектит (4–11%), смешанослойные слюда-смектит (1–11%), хлорит (3–7%). В них

также содержатся калиевый полевой шпат (КПШ) (3–13%), плагиоклаз (6–17%), кальцит (4–14%), в некоторых образцах в незначительном количестве отмечены сидерит, пирит, гётит (1–3%).

Содержание CaCO_3 низкое (4–14%), равномерно увеличивается от нижней части разреза к верхней. Количество органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) составляет 1,16–1,7%.

Отметим сильную изменчивость известковой составляющей по разрезу — от 17–24% в нижней части, соответствующей нижнему сармату, до 4% к началу среднего сармата, постепенный рост до 25% к позднему сармату и последующее уменьшение до 0–4% к его верхним частям. Эта особенность — важный признак при первичной корреляции исследуемых разрезов Тамани и Керченского пролива.

Результаты исследований и их обсуждение. Геохимические данные. Геохимические исследования среднесарматских пород Керченского пролива и разреза мыса Панагия (Тамань) выполнены с целью выявления геохимических особенностей и характеристики палеогеографических обстановок, а также для их корректной интерпретации. Содержание химических элементов в исследуемых образцах приведено в табл. 1, 2.

На диаграмме Th/Sc-Zr/Sc (рис. 2) точки составов изучаемых пород расположены за пределами области многократного переотложения осадков (рециклинга), что позволяет считать полученные геохимические данные валидными (корректными), непосредственно отражающими существовавшие в прошлом условия седиментации.

Использование соотношений тех или иных элементов для воссоздания гидрологических особенностей палеобассейна будет корректным только при условии постоянства источника сноса, так как влияние петрофона питающей провинции может быть сильнее «геохимического сигнала» от изменений климата, солёности, глубины и др.

Изучаемые породы имеют практически идентичные спектры распределения элементов (рис. 3), что позволяет говорить о, вероятно, едином для них источнике сноса, существенно не менявшемся на протяжении всего сарматского века. Наиболее ярко выражены вариации содержания Ba, Sr и Cu, связанные, по-видимому, с изменением солёности, а Ni, Co, Ti — с удалением от источника сноса и/или с изменением глубины (рис. 4). Характерны пониженные концентрации рассматриваемых элементов относительно PAAS с убыванием их содержания от нижнесарматских пород к верхнесарматским.

Палеогеографическая интерпретация. Керченский пролив. Солёность. Исходя из полученных данных отношения Sr/Ba (рис. 5) изучаемые отложения сармата в Керченском проливе формировались в бассейне с пониженной солёностью, периодически испытывавшем дополнительное опрес-

нение. Следует учитывать, что иногда отношение Sr/Ba может быть недостаточно устойчивым в связи с разной подвижностью этих элементов в диагенезе. Ba (в отличие от Sr) характеризуется способностью концентрироваться в основном в глинистом веществе.

Полученные значения солёности, рассчитанные по содержанию бора, для сарматских отложений Керченского пролива изменяются от 8 до 19‰ (рис. 5). Эти значения согласуются с литературными данными. Так, по мнению В.Я. Дидковского, в Никопольском бассейне в новомосковское время (начало среднего сармата) солёность не превышала 17–19‰ [Дидковский, 1971].

Глубина. Изучаемые отложения формировались преимущественно на незначительном

удалении от береговой зоны (значения отношения Fe/Mn от 94 до 124) [Скляр, 2001] и без значительных изменений глубины во время их накопления. Осадконакопление, скорее всего, контролировалось режимом поступления речных выносов Палеодона.

Средние значения содержания хрома и никеля в породах убывают от прибрежных фаций к более глубоководным [Юдович, 2011]. Для сарматских алевролитов Керченского пролива в сводном разрезе значения отношения Sr/Ni преимущественно имеют тот же тренд отклонения, что и Fe/Mn, это позволяет достаточно точно проследить изменение глубины бассейна и построить палеобатиметрическую кривую в районе современного Керченского пролива в начале среднего сармата.

Таблица 1

Содержание химических элементов в сарматских отложениях Керченского пролива, г/т

Образец	B	Mg	Al	Sc	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Cd	Ba	Pb	Th
A-83-1	77,4	9360,0	30600,0	6,8	99,0	57,6	246,4	25746,0	9,7	32,4	11,7	54,0	109,0	11,9	0,046	118,8	9,9	4,9
A-83-2	78,3	9540,0	30600,0	7,0	106,2	57,6	264,7	27896,3	10,4	32,4	12,1	55,8	108,4	11,5	0,035	129,6	11,3	5,2
A-83-3	68,0	10800,0	27000,0	6,7	54,0	53,5	298,3	29340,0	10,4	31,9	14,4	55,8	128,0	9,7	0,024	136,8	9,9	5,6
A-83-4	68,4	9540,0	27000,0	6,1	66,6	52,2	263,6	24840,0	9,0	28,8	12,2	50,4	90,5	9,5	0,019	106,2	9,0	4,7
A-83-5	75,6	9899,3	29700,0	6,7	73,8	55,8	260,6	26100,0	10,1	34,2	13,7	54,0	96,0	10,6	0,024	112,9	11,5	5,0
A-84	66,0	7626,7	29698,8	5,2	131,2	46,2	308,7	20819,3	8,5	26,6	13,8	52,9	105,3	12,0	0,040	109,4	8,9	3,8
A-80-16	100,8	10620,0	39600,0	8,5	115,2	72,7	246,6	30600,0	12,2	39,6	14,0	66,6	86,2	13,1	0,065	134,1	13,0	6,1
A-80-17	90,0	9900,0	32400,0	7,2	97,2	63,0	244,9	30060,0	10,1	34,2	12,2	54,0	75,7	11,9	0,013	127,3	10,6	5,2
A-83-6	88,2	9360,0	32392,0	7,6	131,4	59,4	254,9	28800,0	10,8	28,1	13,0	55,8	141,5	13,5	0,018	149,4	10,4	4,9
A-83-7	84,6	9360,0	30600,0	7,4	102,6	58,1	248,5	28624,9	11,2	30,4	13,1	55,8	132,0	13,0	0,014	147,6	10,4	4,7
A-83-8	93,6	10440,0	36000,0	8,3	108,0	64,8	255,5	31500,0	12,4	34,2	14,2	61,2	108,8	12,1	0,020	141,5	10,6	5,4
A-83-9	87,3	9540,0	33480,0	7,6	100,8	61,2	228,0	28800,0	12,1	32,4	12,6	60,5	76,1	12,4	0,022	118,8	9,9	5,0

Таблица 2

Содержание химических элементов в сарматских отложениях разреза мыса Панагия, г/т

Образец	B	Mg	Al	Sc	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Zr	Cd	Ba	Pb	Th
23/2	60,0	6871,3	33540,7	5,5	89,0	41,5	338,5	21940,2	10,4	43,0	11,3	56,9	46,6	13,3	0,074	62,4	14,3	5,5
23/6	38,0	4957,5	25973,6	4,1	26,7	35,3	85,8	16105,4	4,4	16,9	6,5	48,4	26,4	6,8	0,018	42,4	10,3	5,1
23/8	48,0	5795,4	28571,1	5,1	98,1	34,7	154,5	22607,5	7,0	20,0	13,8	43,7	69,4	10,2	0,022	54,6	16,1	5,4
23/10	54,0	6051,3	35390,9	5,3	78,0	42,5	188,9	23683,0	9,5	26,4	10,1	66,6	27,8	10,1	0,028	78,6	10,4	5,2
23/15	42,0	5676,7	27730,0	4,0	69,8	32,6	214,3	20048,7	5,6	16,1	7,5	47,7	54,1	5,8	0,015	58,0	6,2	3,9
23/16	70,0	9265,8	41542,8	6,5	89,2	47,7	1760,8	27453,8	11,4	32,8	15,4	71,2	51,3	10,9	0,058	69,6	11,4	5,2
23/17	54,0	7318,3	31138,1	4,5	148,0	34,5	283,4	24485,5	8,2	24,8	10,3	58,7	43,9	8,9	0,037	61,1	7,8	4,7
23/22	62,0	13340,8	33382,4	4,7	81,3	40,4	244,9	23559,7	7,4	24,9	11,2	58,1	39,8	9,9	0,037	103,8	7,5	4,3
23/26	58,0	8345,8	33285,0	4,9	67,6	37,4	216,1	21453,2	7,5	35,5	13,9	74,9	29,6	8,2	0,101	65,9	8,3	4,2
23/33	76,0	17438,8	37831,8	5,2	76,7	42,5	712,7	26512,1	10,0	37,8	16,3	66,9	45,7	9,9	0,074	81,8	10,8	4,7
23/35	58,0	18072,9	26059,3	4,3	73,3	28,7	448,4	18346,9	7,2	25,7	9,6	43,8	220,5	7,8	0,025	195,4	6,9	3,5
23/36B	58,0	8381,3	29712,7	4,2	77,1	38,6	438,6	18628,8	10,2	37,9	19,9	59,5	100,4	7,9	0,120	62,6	10,6	3,7
23/36Г	56,0	6984,6	32639,0	4,8	92,6	42,9	138,9	13875,4	9,4	27,7	13,0	43,8	28,7	8,0	0,049	59,9	6,5	3,3
23/41A	64,0	8636,3	34135,5	5,6	49,4	51,7	169,6	24476,7	10,6	31,7	18,3	59,2	69,8	8,1	0,009	66,4	10,9	4,8
23/42A	62,0	8527,1	33701,8	5,4	62,1	52,7	306,4	24383,6	10,0	39,7	20,5	59,9	118,7	9,8	0,101	67,9	11,9	4,7
23/43A	100,0	10126,3	34811,5	5,5	67,6	46,9	480,0	23339,8	11,8	43,5	18,1	62,0	83,1	9,4	0,104	77,7	10,4	4,8
23/43Б	66,0	9173,3	28234,2	5,4	43,6	39,1	678,2	23972,4	14,9	60,1	39,7	60,9	171,3	9,2	0,282	85,4	13,1	3,7
23/43B	60,0	8132,1	25233,8	4,5	53,9	36,0	601,9	21660,3	15,3	64,9	36,1	63,8	141,2	8,4	0,417	100,7	11,0	2,8

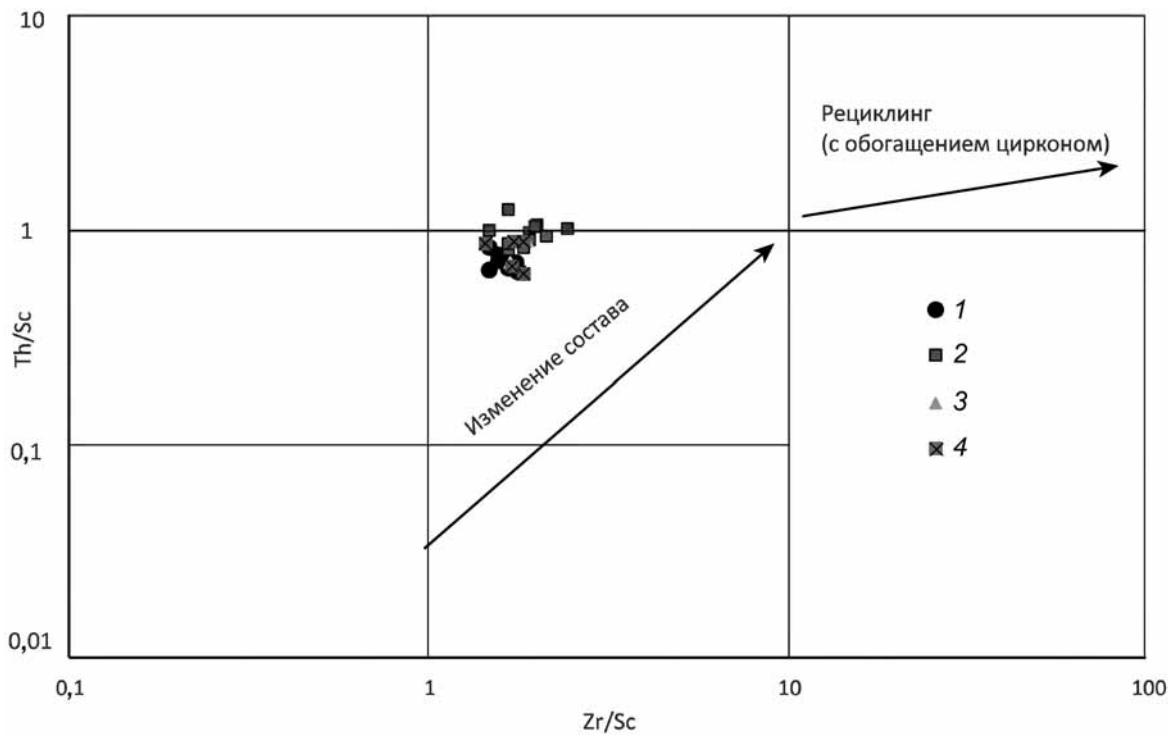


Рис. 2. Диаграмма Th/Sc–Zr/Sc для изучаемых сарматских отложений Керченского пролива и Таманского п-ова, по [McLennan et al., 1990]: 1 — Керченский пролив (средний сармат); 2 — верхний сармат, Тамань; 3 — средний сармат, Тамань; 4 — нижний сармат, Тамань

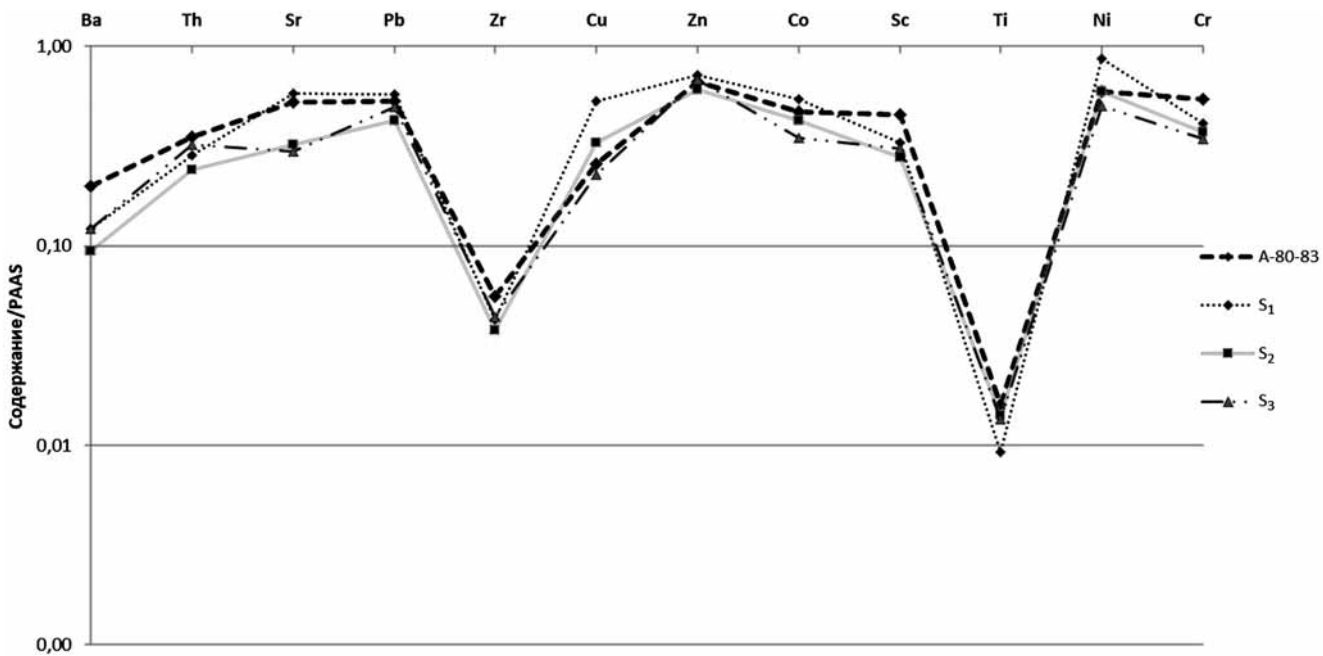


Рис. 3. Средние значения содержания элементов, нормализованные на PAAS, по [Condie, 1993]: A80-83 — среднее для образцов из скважин в Керченском проливе, средний сармат; S₁, S₂, S₃ — усредненные значения для образцов Тамани, относящихся к нижнему, среднему и верхнему сармату соответственно

Тамань. Наибольшие из полученных значений Sr/Ba (рис. 6) отражают степень солености вод палеобассейна и свойственны нижнесарматским отложениям. Пониженные значения Sr/Ba отмечены в составе средне- и верхнесарматских пород. В переходных слоях от среднего к верхнему сармату, а также от сармата к мзотису установлены

повышенные соотношения рассматриваемого параметра.

При пересчете содержания бора в числовые показатели солености (S , ‰) по приведенной выше формуле [Landergreen, Carvajal, 1969] были получены следующие значения: для пород, относящихся к нижней части нижнесарматских отло-

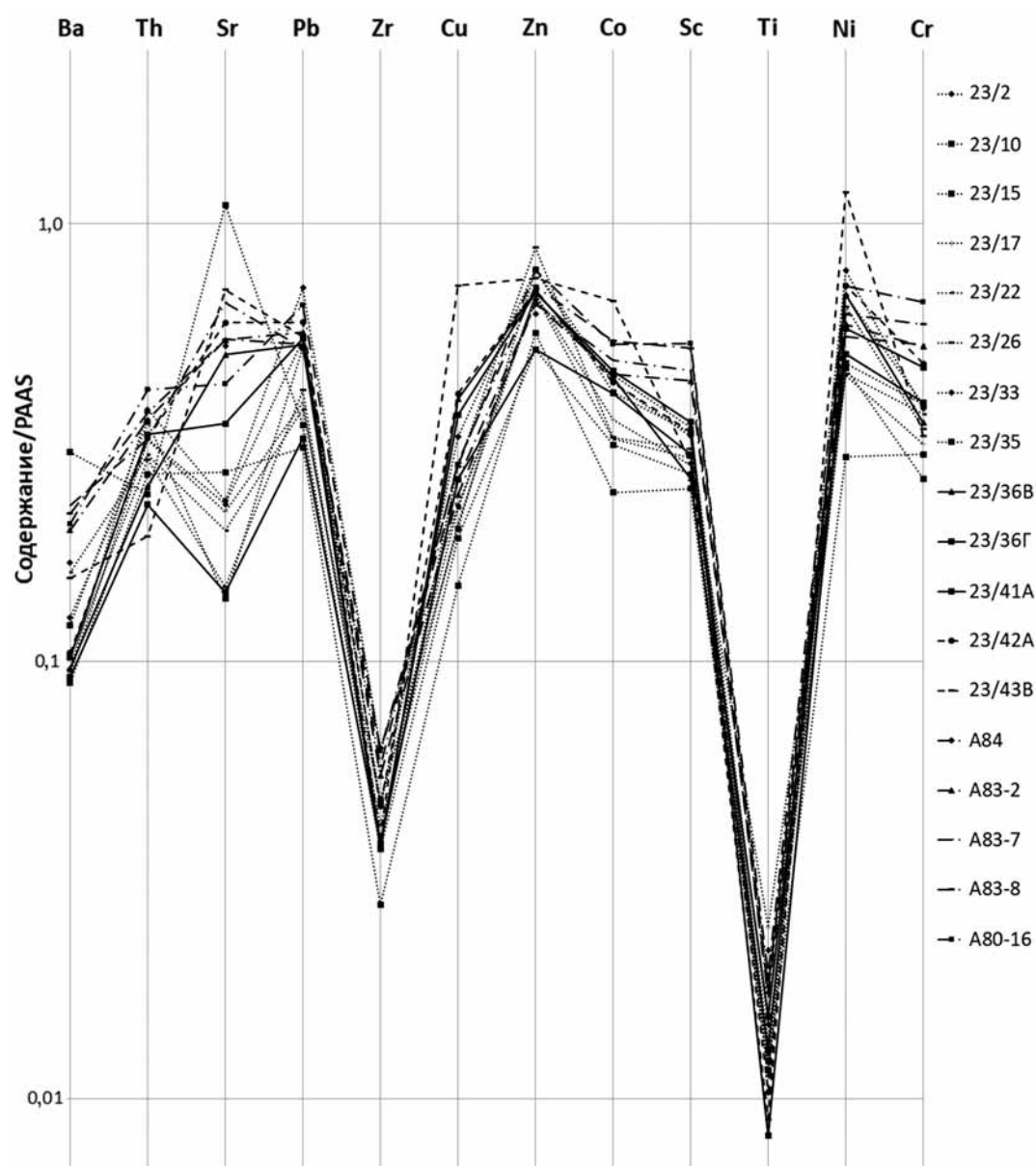


Рис. 4. Значения содержания элементов, нормализованные на PAAS, по [Condie, 1993]: A83-2, A83-5, A83-7, A83-8, A80-16, A84 — образцы из скважин в Керченском проливе; 23/2–23/43B — образцы из обнажений Таманского п-ова

жений, соленость оценивается в $\sim 10\text{‰}$ (значения меняются в диапазоне 6–19‰), с понижением ее до 6,4‰ к концу раннего сармата. В начале среднего сармата соленость вод была $\sim 7\text{‰}$, в его конце — 5‰ (отсутствуют образцы из средней части), что свидетельствует, вероятно, о начавшемся общем опреснении бассейна. Далее, вверх по разрезу, фиксируется повышение солености до 5,5–10‰, установленное в самом начале позднего сармата, с последующим ее постепенным снижением до 5,5–6,4‰ в середине и до 2,6–4,6‰ в конце этого времени. Фактически на границе сармата с мэотисом соленость вод повышается до 5,9‰, что отражает начало мэотической трансгрессии и осолонение бассейна.

Ранее было установлено, что в конце сармата соленость снизилась до 4–9‰, так как с начала второй половины позднего сармата началось постоянное поступление пресных вод [Невесская и др., 2004].

Для разрезов Тамани (г. Зеленского, м. Панагия) С.В. Поповым [Popov et al., 2016] по

малакофауне в отдельных слоях установлена соленость 14–15‰ в раннем сармате, $\sim 14\text{‰}$ в среднем (трудно оценить из-за эндемичных видов) и ее сильное снижение (до 4–9‰) в позднем сармате с последующим повышением в начале мэотиса до 15‰. Для сарматских отложений соседнего региона — Восточной Грузии — Л. Попхадзе [Popkhadze, 2017] установлено интенсивное опреснение с конца среднесарматского времени по исчезновению фораминифер рода *Elphidium*, которые широко распространены в миоценовых отложениях восточной части океана Паратетис. Типичные для сарматских отложений *Elphidium macellum* (F. et M.) и *E. crispum* (Linne) адаптированы к солености 4–13‰.

Кроме того, для разреза Тамани по полученным геохимическим данным отмечено повышение солености в конце среднего сармата, совпадающее с увеличением глубины (по кривым Fe/Mn и Cr/Ni) и снижением содержания CaCO_3 в осадках для этого времени.

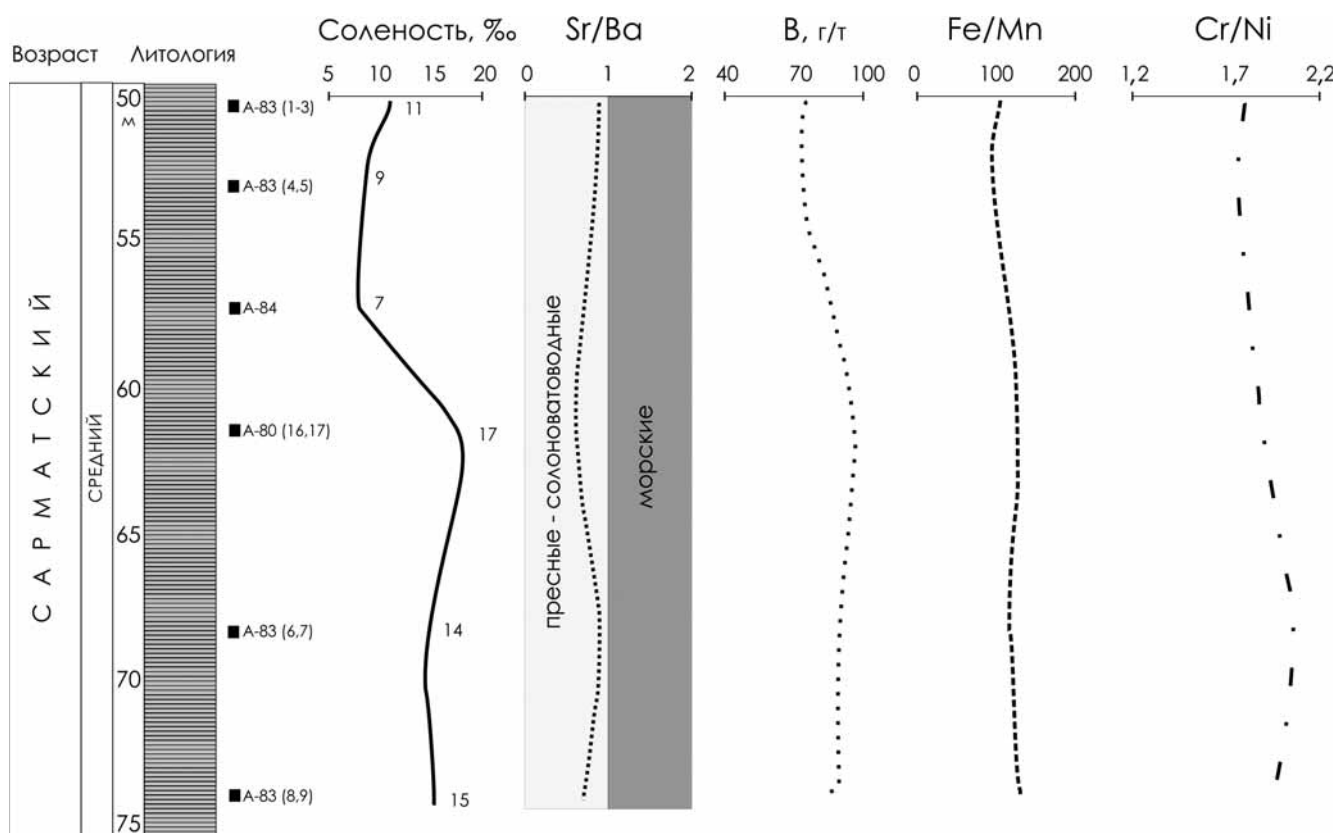


Рис. 5. Кривые изменения содержания основных элементов — индикаторов солености и глубины в керченской части Еникальского пролива в начале среднего сармата. Соленость, ‰ — рассчитанное по содержанию бора значение солености в промилле

Глубина. По соотношениям Fe/Mn и Cr/Ni можно реконструировать: 1) относительно глубоководные условия ($\text{Fe/Mn} < 40$) в начале раннего и позднего сармата; 2) уменьшение глубины ($40 < \text{Fe/Mn} < 80$) в раннем сармате и конце позднего сармата; 3) прибрежно-морские условия с доминированием терригенного материала ($\text{Fe/Mn} > 80 \div 160$) в конце раннего и начале среднего сармата, а также для большей части позднего сармата.

По соотношениям Fe/Mn и Cr/Ni достаточно четко фиксируются трансгрессивные и регрессивные этапы развития рассматриваемой области бассейна: 1) регрессия на протяжении раннего сармата, 2) трансгрессия для части среднего и начала позднего сармата, 3) регрессия в конце позднего сармата, 4) начало раннемэотической трансгрессии (рис. 7).

Полученные результаты также не противоречат опубликованным данным и увеличивают степень детализации палеобатиметрической кривой для рассматриваемой области в сармате (рис. 8). Так, по появлению океанических диатомовых маркеров (*Thalassiosira burckliana*, *Nitzschia fossilis*) в переходных слоях от средне- к верхнесарматским отложениям и границе сармат—мэотис установлены инвазии морских вод [Popov et al., 2016]. С.В. Попов выявил, что за предсарматским падением уровня моря последовала раннесарматская трансгрессия, продолжившаяся в среднем сармате, а также кратковременная слабая трансгрессия в самом начале

позднего сармата, за которой последовало резкое предмэотическое обмеление, сменившееся трансгрессией в переходных слоях сармата—мэотиса и в начале мэотиса [Попов, 2007].

Выводы. 1. Впервые выполнена сравнительная интерпретация геохимических данных о составе сарматских глин и алевролитов Керченского пролива и Таманского п-ова.

2. По результатам интерпретации геохимических данных уточнены и детализированы кривые палеосолености и палеобатиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис. Выделено 2 регрессивных (ранний сармат; с середины позднего сармата) и 2 трансгрессивных (средний и начало позднего сармата; конец позднего сармата—начало мэотиса) этапа в развитии изучаемого района.

Получены данные о солености (‰), рассчитанные по геохимическим данным: от 6 до 19‰ в раннем сармате, 5–17‰ в среднем сармате (с учетом данных для Керченского пролива) и 2–10‰ в позднесарматское время.

3. Доказана эффективность используемых методик интерпретации геохимических данных при палеогеографических реконструкциях. Полученные результаты о солености и батиметрии сарматского бассейна не противоречат существующим представлениям о геологическом развитии изучаемого района, основанным на палеонтологических и литологических данных.

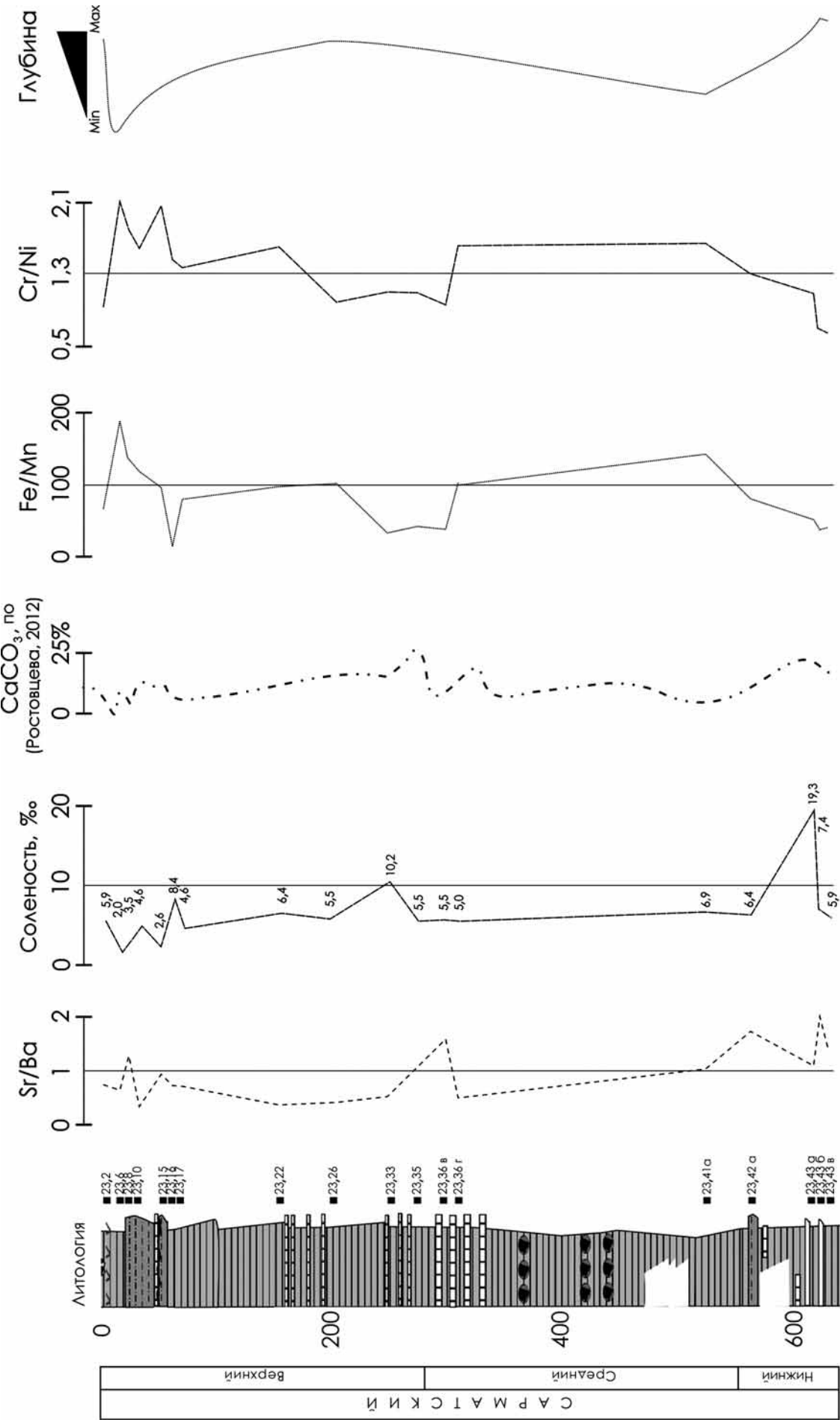


Рис. 6. Кривые изменения содержания основных элементов-индикаторов солености и глубины на протяжении сарматского века в таманской части Еникальского пролива (разрезы г. Зеленского–мыс Панатия, образцы Ю.В. Ростовцевой) и синтетическая палеобатиметрическая кривая. Соленость, ‰ — рассчитанное по содержанию бора значение солености в промилле

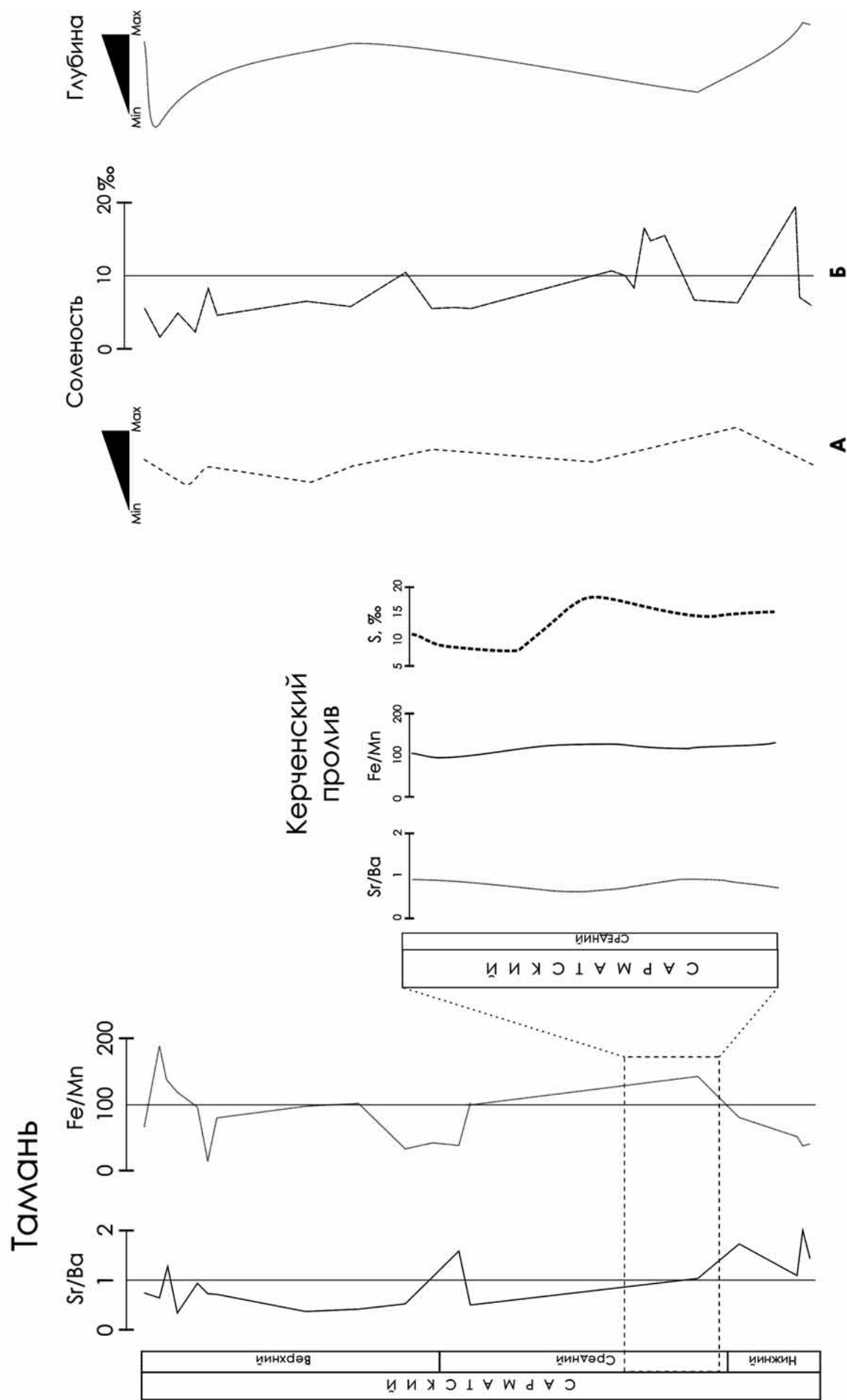


Рис. 7. Соотношение основных исследуемых показателей в сарматских отложениях Керченско-Таманского региона и кривые возможных вариаций глубины и солёности в Еникальском проливе в сарматском веке, построенные по геохимическим данным: А — синтетическая кривая относительного изменения палеосолёности (по содержанию стронция, бария, бора), Б — синтетическая кривая абсолютного изменения палеосолёности в промилле (рассчитана по содержанию бора в изучаемых отложениях, S, ‰)

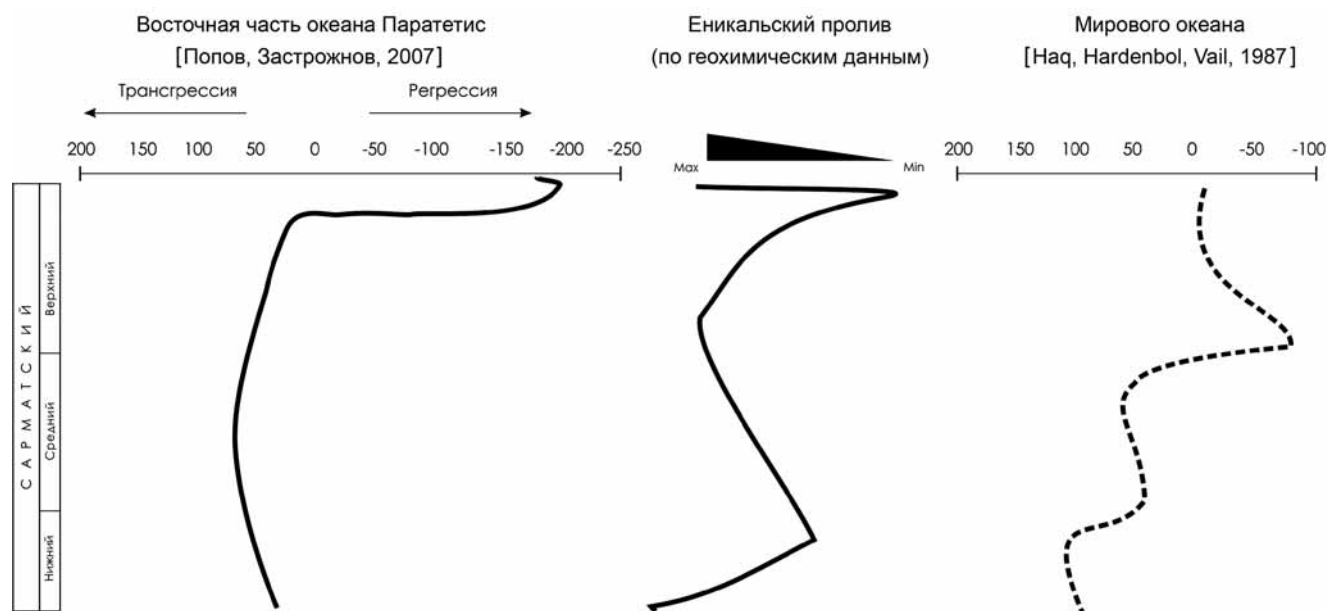


Рис. 8. Кривые колебания уровня в бассейне восточной части океана Паратетис в сарматском веке

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андрусов Н.И. О характере и происхождении сарматской фауны // Горн. журн. 1891. Т. 1, № 2. С. 241–280.
- Головина Л.А., Радионова Э.П., Филиппова Н.Ю. и др. Комплексные лито-биостратиграфическое изучение опорных разрезов среднего и верхнего миоцена Таманского полуострова // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России / Мат-лы Всеросс. науч. совещ. М.: ГЕОС, 2011. С. 44–53.
- Дидковский В.Я. Некоторые вопросы палеогеографии и палеобиономии палеогеновых и неогеновых бассейнов территории Украины. Киев, 1971. С. 5–45.
- Катченков СМ. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
- Колесников В.П. Сарматские моллюски // Палеонтология СССР. Т. 10, ч. 2. Л., 1935. 507 с.
- Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: ПИН РАН, 2004. 83 с.
- Попов С.В., Головина Л.А., Радионова Э.П. и др. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых регионов юга России и проблемы их границ // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 47–54.
- Попов С.В., Застрожных А.С. Трансгрессивно-регрессивная цикличность в истории развития кайнозойских бассейнов Восточного Паратетиса // Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты. М.: ПИН РАН, 2007. С. 60–70.
- Ростовцева Ю.В. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион): Автореф. докт. дисс. М., 2012. 48 с.
- Ростовцева Ю.В. Фации среднего сармата Таманского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 4. С. 404–417.
- Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001.
- Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.
- Юдович Я.Е., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Яночкина З.А. Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966. 142 с.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104. P. 1–37.
- Frederickson A.F., Reynolds R.C.Jr. Geochemical method for determining paleosalinity // Proc 8th Natl Conf on Clays and Clay Minerals. Pergamon Press, 1960. P. 203–213.
- Landergreen S., Carvajal M.C. Geochemistry of boron, III. The relationship between boron concentration in marine clay sediments expressed as an adsorption isotherm // Arkiv. Mineral. Geol. 1969. Vol. 5.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and NdSr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 2015–2050.
- Popkhadze L. Paleocological Data of the Sarmatian Basin on Microfauna of East Georgia // Bull. Georgian National Academy of Sciences. 2017. Vol. 11. P. 139–145.
- Popov S.V., Rostovtseva Y.V., Fillippova L.A. et al. Paleontology and stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula. P. 1. Description of key sections and benthic fossil groups // Paleontol. J. 2016. Vol. 50. P. 1039–1206.
- Voicu G. Upper Miocene and Recent mysid statoliths in central and eastern Paratethys // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 3. P. 227–244.

Поступила в редакцию 09.09.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 552.543

В.А. Жемчугова¹, Е.Е. Маслова²

ВТОРИЧНАЯ ДОЛОМИТИЗАЦИЯ КАК ФАКТОР, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БОРТА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ (ТИМАНО-ПЕЧОРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Нижнедевонские отложения охарактеризованы с точки зрения их состава, строения, вторичных преобразований; проанализировано распределение различных типов пустотного пространства и выделено несколько типов доломитовых структур. Результаты наших исследований свидетельствуют о том, что в зависимости от проницаемости, растворимости и первичной структуры карбонатной породы или осадка, а также температуры, объема и продолжительности воздействия доломитизирующих флюидов доломитизация может приводить как к увеличению, так и к уменьшению пористости.

Ключевые слова: вторичная доломитизация, карбонатные породы, Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн, Хорейверская впадина, нижний девон.

The Lower Devonian deposits were characterized in terms of their composition, texture and secondary transformations, the distribution of various types of pore space was analyzed and several types of dolomite textures were identified. The analysis showed that permeability, solubility and primary texture of carbonate rock or sediment, as well as temperature, volume and exposure time of dolomitizing fluids are key factors for dolomitization and depending on these factors dolomitization can lead to not only increase but also decrease of porosity.

Key words: secondary dolomitization, carbonate rocks, Timan-Pechora basin, Khoreyver depression, Lower Devonian.

Введение. Доломитовые коллекторы составляют значительную долю в общем балансе коллекторов нижнепалеозойского комплекса Тимано-Печорского бассейна и содержат промышленные скопления углеводородов. Изучение процессов доломитообразования началось более 200 лет назад, но, несмотря на многолетние исследования, эта тема остается предметом нескончаемых споров, в настоящее время существуют различные точки зрения на механизмы образования доломитов и возникновения в них пустот. Только в последние годы у седиментологов сформировалось частичное понимание природы этого процесса. В связи с этим изучение процессов доломитизации и их влияния на формирование пустотного пространства в карбонатных породах остается актуальным.

Материалы и методы исследования. В тектоническом отношении исследуемый район приурочен к Колвависовской ступени Хорейверской впадины (рис. 1).

Объект исследования — нижнедевонские отложения, практически полностью представленные вторичными доломитами, в связи с чем были

подробно изучены процессы доломитизации и влияющие на них факторы, рассмотрены основные модели доломитообразования. Выполнено макро- и микроскопическое изучение нижнедевонских отложений (215 м керна и более 600 шлифов), а также проанализированы результаты петрофизических исследований образцов керна и данные о минеральном составе пород и изотопном составе углерода и кислорода.

Результаты исследований и их обсуждение. Структурная типизация нижнедевонских доломитов. Доломитизация может протекать в несколько этапов — начаться в седиментационную стадию и наиболее ярко проявиться в диагенетическую. В случае замещения арагонита или кальцита доломитом протекают изменения, заключающиеся в более существенной перестройке, чем просто обмен ионами. Замещение происходит путем обмена объема на объем, который не может быть выражен единым химическим уравнением [Фридман, Сендерс, 1970].

На разных стадиях литогенеза структура и состав доломитов претерпевают различные преоб-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых; докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: zem@gds.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; e-mail: maslova-liza@mail.ru

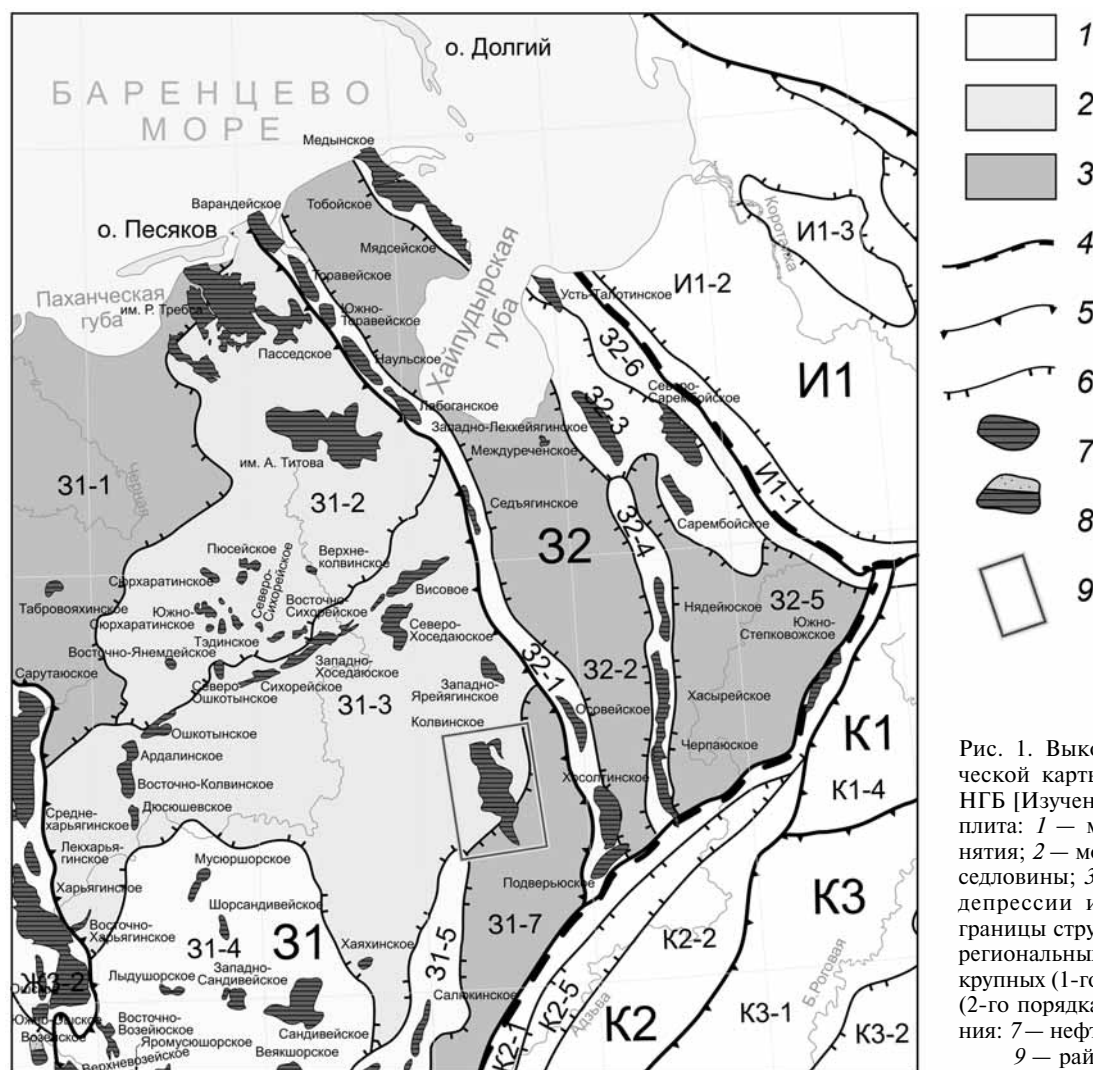
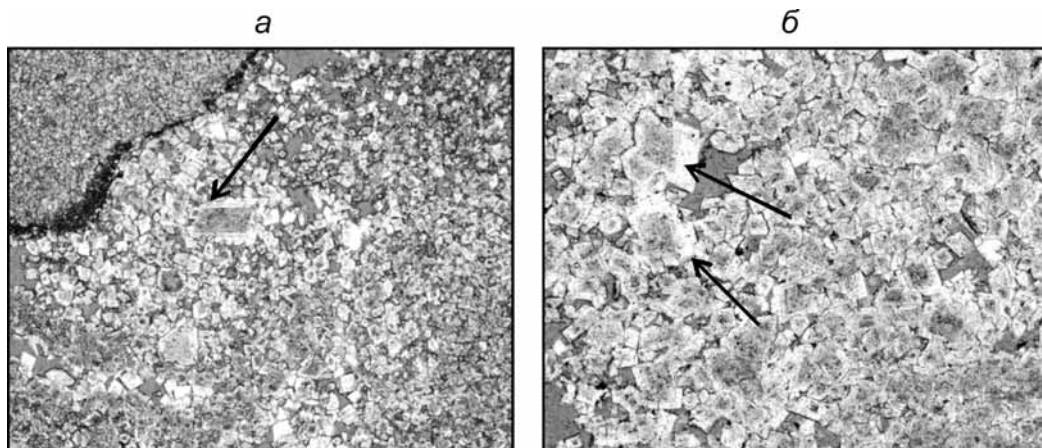


Рис. 2. Зональные кристаллы доломита



случае форма зерна также может быть сохранена, а внутренняя структура — нет. Во многих доломитах остаются лишь очень слабые очертания первичных карбонатных зерен, образуется так называемая теневая структура. Цемент и кристаллы, выполнявшие пустоты в исходной породе, также могут быть частично или полностью замещены.

Органогенные остатки неодинаково поддаются доломитизации, иногда развитие этого процесса определяется их первоначальным минеральным составом. Арагонит и высокомагнезиальный кальцит гораздо более восприимчивы к доломитизации, чем кальцит с низким содержанием магния. Это может привести к частичной доломитизации с последующим выщелачиванием недоломитизированных остатков (с образованием слепковой пористости).

Размеры кристаллов доломита зависят от количества очагов их зарождения и скорости их роста. Как правило, в мелкозернистых осадках присутствует множество потенциальных центров кристаллизации, и, следовательно, они вероятнее заместятся более мелкокристаллическим доломитом. Равномернокристаллические доломиты обычно представляют собой одну фазу образования.

Кристаллическая структура доломитов может быть описана в соответствии с размерами и формой кристаллов. По форме кристаллы подразделяются на три основные группы: идиоморфные (эвгедральные), гипидиоморфные (субгедральные) и ксеноморфные (ангедральные). На основе структурных характеристик [Gregg, Sibley, 1984] идиоморфный и гипидиоморфный доломит подразделяют на четыре подкатегории, а ксеноморфный доломит — на три.

В соответствии с этой классификацией в разрезе изученных скважин выделены следующие типы структур доломита, свидетельствующие о разных условиях их образования (рис. 3):

- идиоморфный;
- идиоморфный порфиновый;
- идиоморфный, заполняющий пустоты;
- гипидиоморфный;
- ксеноморфный;
- «жильный».

Седиментационно-емкостная модель нижедевонских отложений. Согласно существующим представлениям накопление нижедевонских отложений на восточном борту Хорейверской впадины происходило главным образом в условиях мелководных сублиторалей и примыкающих к ним обширных приливно-отливных равнин. Сублиторальный комплекс включает фации сублиторали с микритово-глинистой седиментацией (глинистая сублитораль), сублиторали с биокласто-бактериально-водорослевой седиментацией (водорослевая сублитораль) и карбонатной отмели с биокластовой и каркасной седиментацией, а литоральный комплекс — фации супралиторали и литорали с карбонатной и глинисто-карбонатной седиментацией.

В фации *супралиторали* преобладают пелитоморфные глинистые доломиты либо доломиты с гипидиоморфной структурой; идиоморфные кристаллы не встречены, также отсутствует «жильный» доломит, поскольку в этих отложениях изначально не было крупных пор и каверн. В отложениях фации супралиторали присутствуют тонкослойчатые водорослевые ламиниты, содержащие примесь кварца и глинистого материала (рис. 4, а). Биокласты практически не встречаются.

Отложения фации *литорали* представлены преимущественно микро- и тонкокристаллическими доломитами по бактериально-водорослевым и литокластовым известнякам. Преобладают гипидиоморфные и ксеноморфные структуры (размеры кристаллов в основном составляют 0,01–0,05 мм, реже до 0,25 мм), однако отмечено присутствие и идиоморфного, и «жильного» доломита.

Породы неравномерно обогащены глинистой, мелкопесчаной и алевритовой примесью. В некоторых образцах наблюдается наличие реликтового глинисто-известкового компонента, который встречается преимущественно в виде комков пелитоморфного кальцита (рис. 4, б). В доломитах прослеживается мелкопеллоидная структура.

В отложениях литорального комплекса пустотное пространство либо отсутствует, либо его объем незначителен; поры в основном единичные

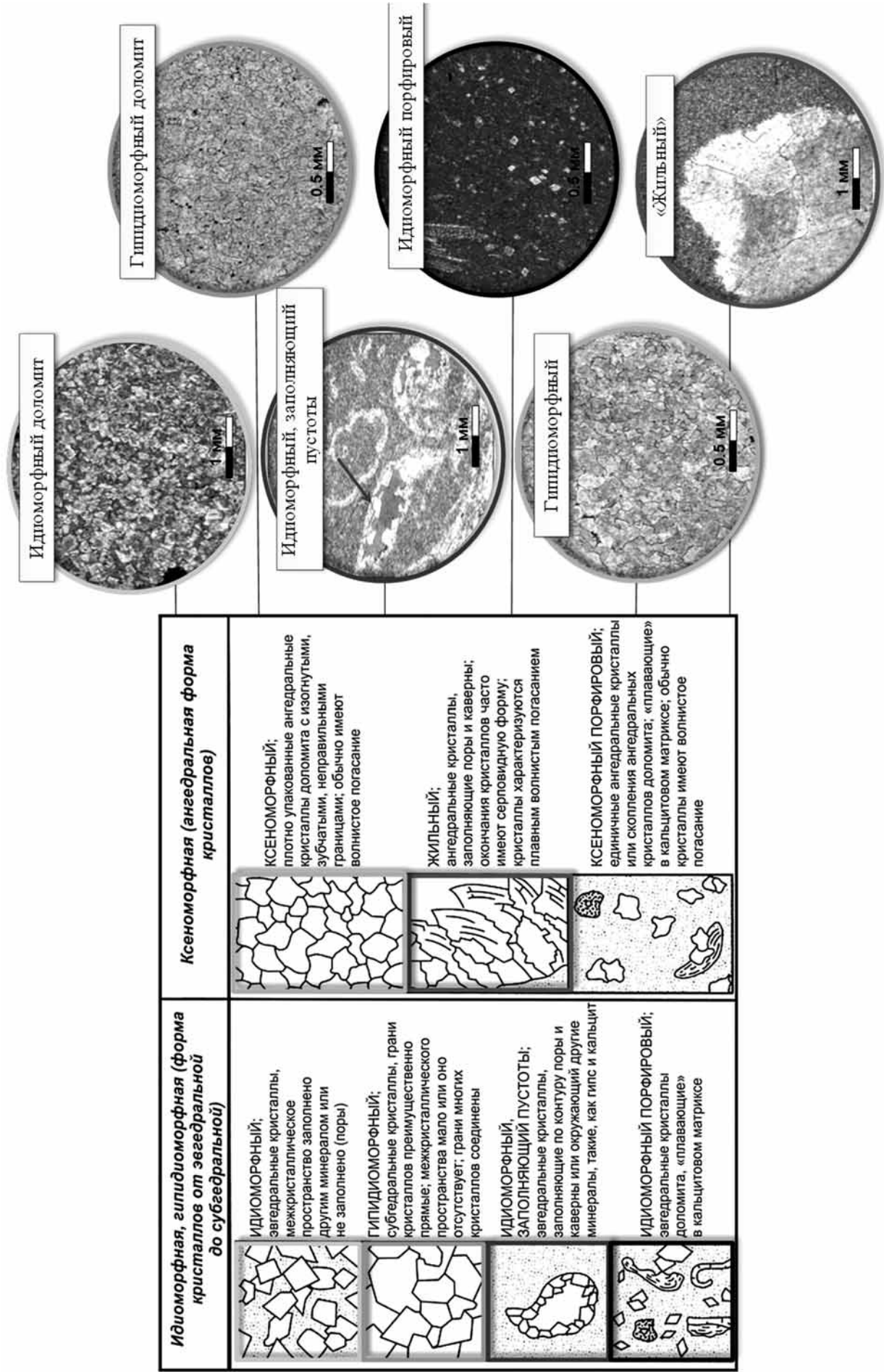
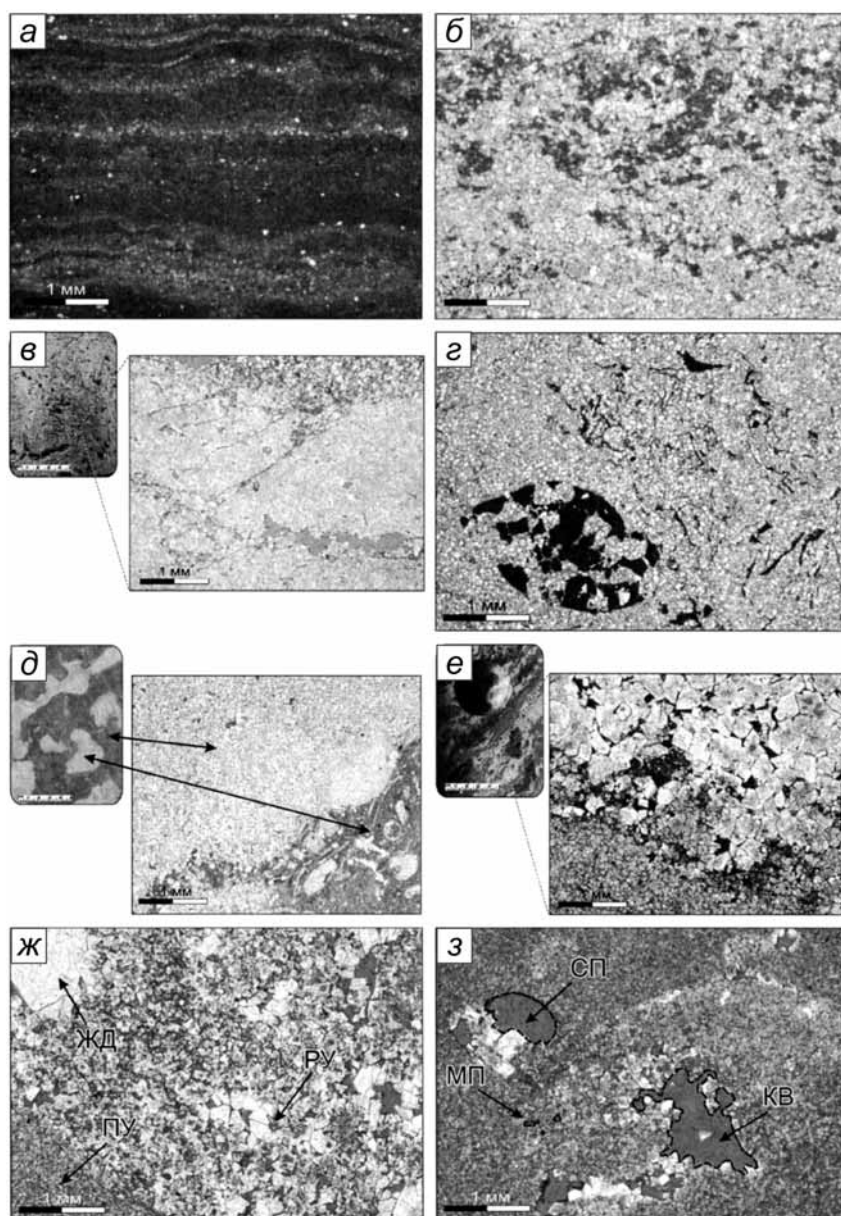


Рис. 3. Классификация доломитов по структуре и форме кристаллов, по [Gregg, Sibley, 1984]

Рис. 4. Разнообразие доломитов нижнего девона: *а* — тонкослойчатые водорослевые ламины супралиторали; отмечено послойное обогащение глинистой примесью и зернами кварца алевритовой размерности; *б* — комки пелитоморфного кальцита в тонкокристаллических доломитах литорали; *в* — реликтовая структура во вторичных доломитах по каркасным строматопоровым известнякам, унаследованные поры (УП) в строматопоровом каркасе; *г* — замещение пиритом органических обломков в тонкокристаллическом глинистом доломите глинистой сублиторали; *д* — разнообразная форма бактериально-водорослевых желваков и их взаимоотношение с более темным матриксом; *е* — неравномерное нефтенасыщение вторичных доломитов по биокластово-бактериально-водорослевым известнякам водорослевой сублиторали, обусловленное седиментационной неоднородностью; *ж* — вторичный доломит по биокластово-бактериально-водорослевому известняку: плотная упаковка кристаллов (ПУ), «рыхлая» упаковка кристаллов (РУ), «жильный» доломит (ЖД); *з* — межкристаллические поры (МП), слепковые поры (СП) и каверны (КВ) во вторичном доломите по биокластово-бактериально-водорослевому известняку



межкристаллические. Образование микро-тонкокристаллических доломитов фаций супралиторали и литорали могло произойти при испарении морской воды на самых ранних стадиях диагенеза, сразу после осадконакопления.

Фация *карбонатных отмелей* с преобладающей биокластовой и каркасной седиментацией сложена преимущественно доломитами по строматопоровым известнякам; хорошо прослеживается реликтовая структура строматопороидей, присутствуют реликты биокластов (рис. 4, *в*). Породы этой фации сложены доломитом с разной формой кристаллов (от эвгедральных до ангедральных) и размерами (от 0,01 до 0,5 мм). В этих отложениях интенсивно проявлены процессы выщелачивания, которые привели к образованию многочисленных каверн и развитию слепковой пористости. Однако пустотное пространство было частично уничтожено вследствие заполнения каверн либо идиоморфными кристаллами доломита, выпол-

няющими по контуру трещины и каверны, либо «жильным» доломитом.

Фация *глинистой сублиторали* представлена аргиллитами с примесью доломита, глинистыми доломитами и известняками. В аргиллите доломит присутствует в основном в виде идиоморфных порфировых кристаллов размером 0,01–0,1 мм, неравномерно распределенных в глинистой массе. В таких породах часто присутствует примесь кварцевого материала алевритовой размерности, в некоторых случаях содержание алевритового материала достигает 30%.

Тонкокристаллические доломиты глинистой сублиторали сложены преимущественно гипидиоморфными кристаллами размером 0,01–0,05 мм, в доломитах присутствуют обломки члеников криноидей, раковин брахиопод, двустворок, остракод, панцирей трилобитов. Пиритизация в отложениях глинистой сублиторали проявлена наиболее интенсивно. Пирит образует стяжения диаметром до

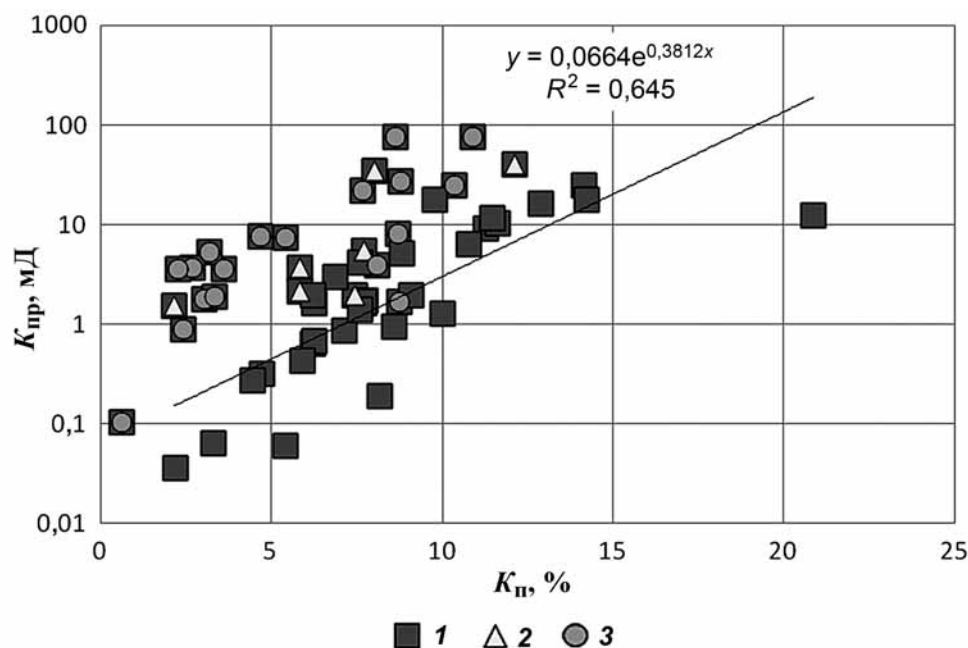


Рис. 5. График зависимости пористость–проницаемость для идиоморфных–гипидиоморфных доломитов: 1 — образцы доломита с идиоморфной — гипидиоморфной структурой; 2 — образцы с трещинами; 3 — образцы с кавернами

1 мм, замещает органогенные обломки (рис. 4, з). В породах фации отмечен только трещинный тип пустотного пространства.

Отложения *водорослевой сублиторали* представлены преимущественно нодулярными, частично доломитизированными известняками и вторичными доломитами по биокластово-бактериально-водорослевым известнякам. В нодулярных доломитизированных известняках структура доломита идиоморфная порфирая. Единичные кристаллы мелко-тонкокristаллического доломита неравномерно рассеяны в известняке, но также образуют скопления, срastaются, образуя плотную гипидиоморфную, на некоторых участках идиоморфную мозаику (рис. 4, д). В таких в разной степени доломитизированных известняках фации водорослевой сублиторали выявлен только трещинный тип пустотного пространства.

Кристаллы вторичных доломитов субгедральные, эвгедральные, их размеры варьируют от 0,01–0,1 до 0,5 мм. Неравномерное распределение кристаллов различных форм и размеров доломитов фации водорослевой сублиторали связано с тем, что доломитом замещались изначально разные по структуре участки породы, обладающие неодинаковой способностью пропускать доломитизирующий флюид (рис. 4, е, ж). В этих отложениях, как и в отложениях фации карбонатной отмели, довольно часто встречается «жильный» доломит с кристаллами размером до 2,5–3 мм. Основной тип пористости — межкристаллическая, также присутствуют каверны и трещины, единично — слепковые поры (рис. 4, з).

Такая разнокристаллическая структура доломитов сформировалась в результате нескольких этапов воздействия магнийсодержащих флюидов на породу. Во время ранних этапов доломитизации в породах с большим содержанием глинистой и

микритовой составляющих поры были слишком малы, чтобы обеспечить миграцию обогащенных магнием растворов и дать возможность кристаллам расти свободно. В изначально более пористых участках породы кристаллы доломита могли расти более свободно, формировалась их «рыхлая» упаковка. Последующее выщелачивание незамещенного доломитом кальцита в уже сформировавшейся породе способствовало образованию вторичной пористости.

С учетом выделенных доломитовых структур для тех образцов, в которых содержание доломита составляло 90% и более, были построены графики пористости–проницаемости (рис. 5–7). Так как выделить образцы, в которых определялся бы только идиоморфный доломит без присутствия гипидиоморфного, оказалось практически невозможно, зависимости составлены для идиоморфного–гипидиоморфного доломита, гипидиоморфного доломита и ксеноморфного доломита.

Анализ полученных результатов показал, что в доломите с идиоморфной–гипидиоморфной структурой (если не учитывать образцы с трещинами и кавернами) отмечена очевидная связь между пористостью и проницаемостью, обусловленная наличием межкристаллических пор, что не наблюдается в доломитах с ксеноморфной структурой, поскольку в них пустотное пространство зависит от таких преобразований, как трещиноватость и наличие каверн, образовавшихся в результате выщелачивания.

В целом в идиоморфных доломитах очевидная корреляция между пористостью и проницаемостью связана с тем, что идиоморфные кристаллы формируют коллектор с типом пустотного пространства, сходным с поровым. Подобная корреляция отсутствует в ксеноморфных доломитах, так как в них выше кавернозность и трещиноватость, они в

Рис. 6. График зависимости пористость–проницаемость для гипидиоморфных доломитов. Условные обозначения см. на рис. 5

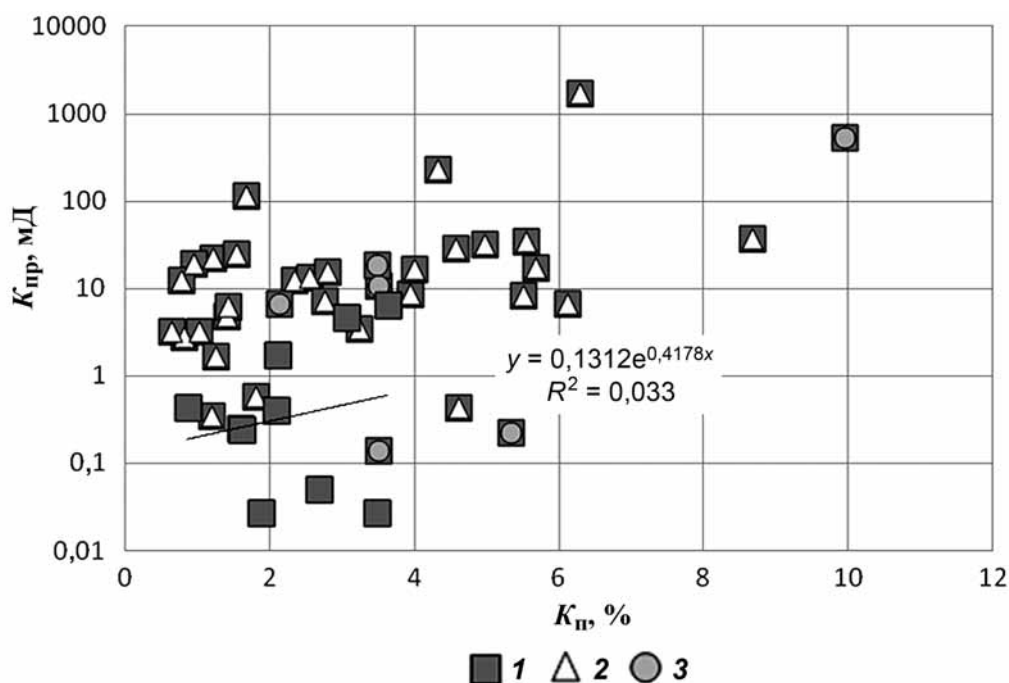
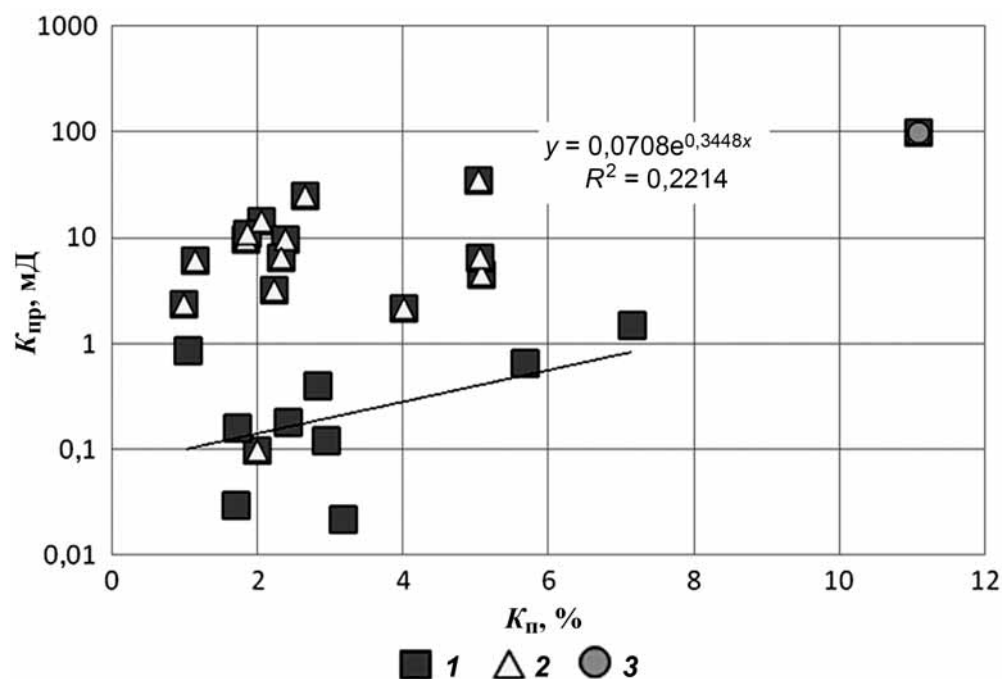


Рис. 7. График зависимости пористость–проницаемость для ксеноморфных доломитов. Условные обозначения см. на рис. 5

большой степени выступают в качестве каверновых и трещинных коллекторов.

В преобразовании нижедевонских отложений значительную роль играет среднедевонско-предфранский перерыв, который контролирует стратиграфическую полноту разреза продуктивных отложений и особенности выхода под размыв разных фаций (рис. 8).

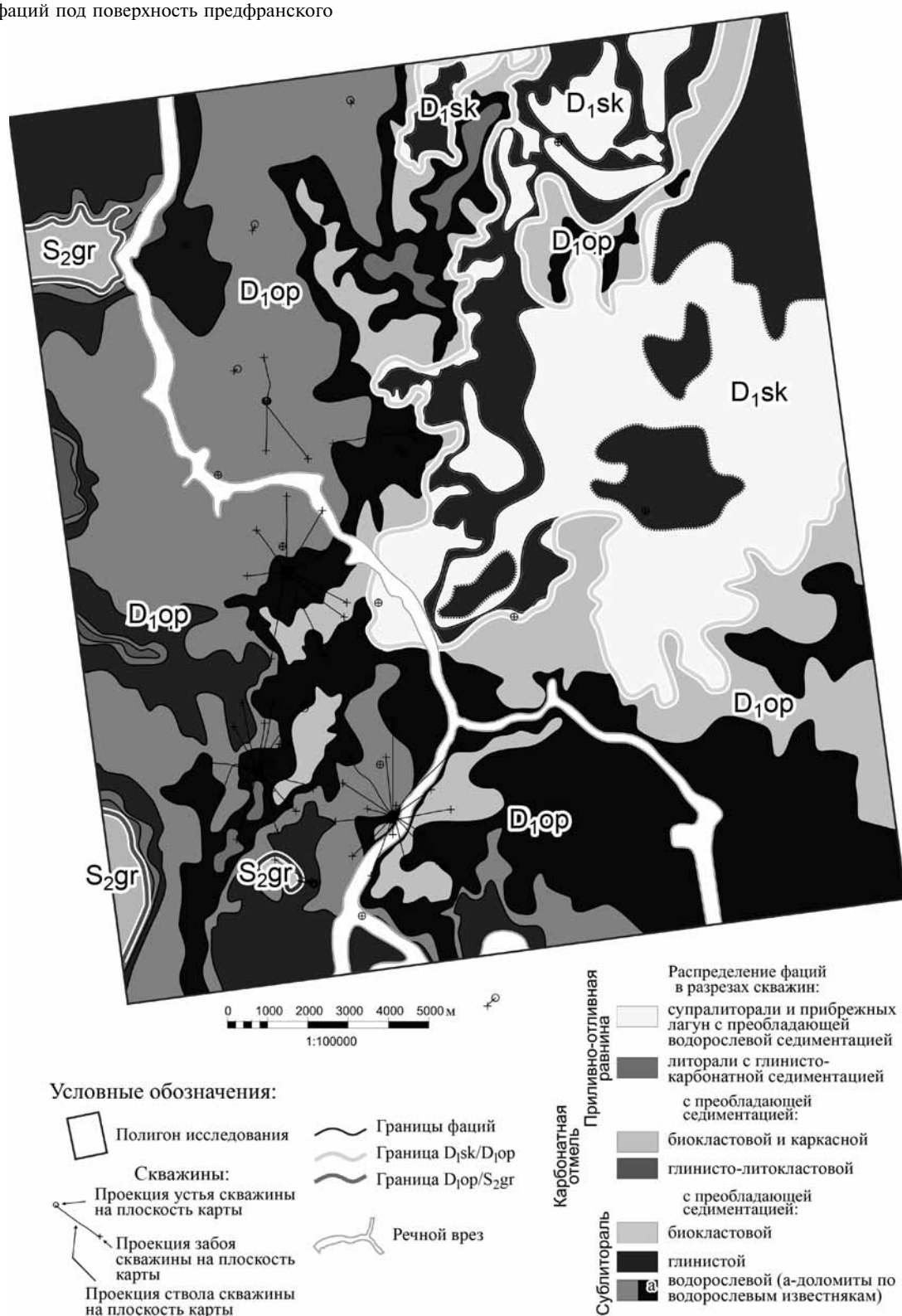
Чтобы оценить влияние размыва на доломитизацию и формирование пустотного пространства, для каждой из исследуемых скважин были построены кривые изменения по разрезу содержания доломита и коэффициента пористости и проанализировано распределение содержания доломита

при удалении от поверхности предфранского размыва (рис. 9).

Анализ распределения доломитов в разрезах изучаемых скважин показал, что интенсивность доломитизации практически не связана с положением фаций по отношению к поверхности среднедевонско-предфранского размыва. Это объясняется тем, что определяющие факторы при доломитизации отложений — их первичная структура и фильтрационно-емкостные характеристики, объем доломитизирующих флюидов и продолжительность их воздействия на субстрат.

Степень доломитизации оказывает определяющее влияние на пористость. Повышенные

Рис. 8. Карта выхода фаций под поверхность предфранского размыва



значения пористости отмечены в тех интервалах разреза, где породы полностью или практически полностью представлены доломитом. В доломитах, находящихся непосредственно под поверхностями размыва либо вблизи них, значения K_p также относительно выше.

Стадийность процесса доломитизации. На рис. 10 показана стадийность процесса доломити-

зации известняка, элементы первичной структуры которого обладают разной способностью пропускать флюиды.

Процесс доломитизации в отложениях различных фаций протекает по-разному. В том случае, если присутствовала первичная пористость, а следовательно, и пространство для роста кристаллов, образовывались эвгедральные и субгедральные,

Рис. 9. Распределение значений K_{II} и содержания доломита в скв. 160

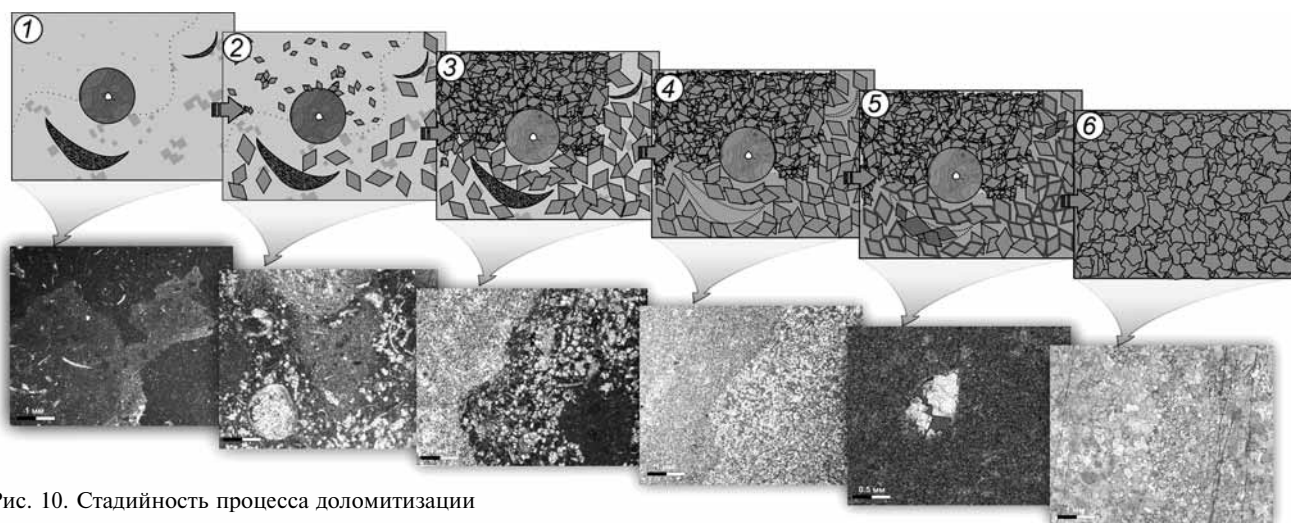
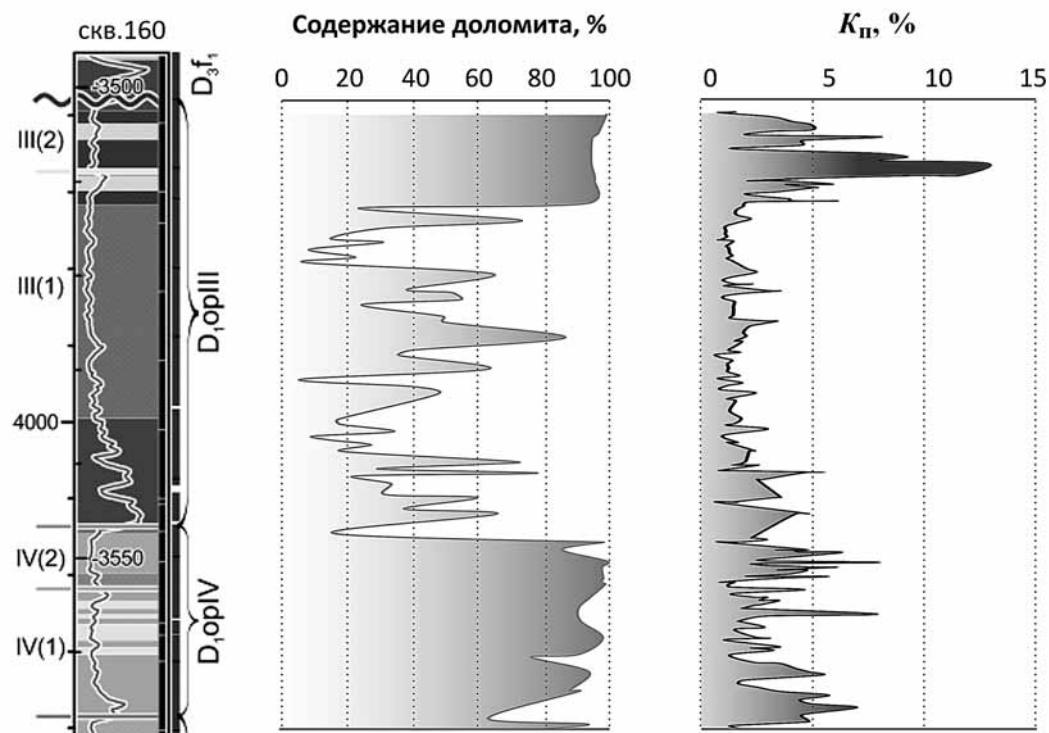


Рис. 10. Стадийность процесса доломитизации

более крупные, неплотно прилегающие один к другому кристаллы. Однако если в породе изначально порового пространства было недостаточно для свободного роста кристаллов, кристаллы новообразованного доломита начинали соприкасаться, мешали росту друг друга, между ними образовывались конформные контакты (стадии 1–3 на рис. 10). В доломитизированной породе, подверженной воздействию метеорных растворов, оставшийся между кристаллами доломита кальцит, а также незамещенные доломитом карбонатные зерна могут быть растворены, что способствует возникновению пустот выщелачивания (стадия 4 на рис. 10). В дальнейшем, если пористая порода не заполнится флюидом, вследствие дополнительного поступления в породу доломитизирующих растворов может произойти потеря пористости

в результате передоломитизации (стадии 5, 6 на рис. 10). Так, вследствие различных постседиментационных преобразований нижнедевонские карбонатные отложения обладают сложной конфигурацией пустотного пространства.

Заключение. Таким образом, в результате детального макро- и микроскопического изучения керна установлено, что накопление нижнедевонских отложений происходило в условиях мелководных сублиторалей и примыкающих к ним обширных приливно-отливных равнин. Для отложений каждой фациальной зоны на основе структурных характеристик выделены типы доломитов (идиоморфный, идиоморфный порфировый, идиоморфный, заполняющий пустоты, гипидиоморфный, ксеноморфный, «жильный»), установлена зависимость между выделенными

типами доломитовых структур, определяющими конфигурацию пустотного пространства, и первичной структурой карбонатной породы или осадка.

На качество доломитового коллектора влияют проницаемость, растворимость и первичная

структура карбонатной породы или осадка, а также объем доломитизирующих флюидов и продолжительность процесса доломитизации. Предфранский размыв, по всей видимости, не повлиял на степень доломитизации нижнедевонских отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безбородова И.В. Фациальные типы доломитов различного возраста // Эволюция карбонатного накопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 35–57.

Изучение и анализ ресурсной базы углеводородного сырья на территории Тимано-Печорской нефтегазовой провинции. Сыктывкар, Коми научный центр, 2005. 138 с.

Фридман Дж.М., Сендерс Дж.И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы. Генезис, распространение и классификация. Т. 1. М.: Мир, 1970. С. 249–319.

Gregg J.M., Sibley D.F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture // J. Sediment. Petrol. 1984. P. 908–931.

Поступила в редакцию 01.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 550.8.052

Н.В. Евдокимов¹, В.А. Жемчугова²**РАННЕПЕРМСКИЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ СЕВЕРА
ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Нижнепермские органогенные постройки севера Тимано-Печорского бассейна относятся к типу холмов и характеризуются крайне неравномерным распределением коллекторских свойств, имеющим прямую связь с фациальной зональностью и генетическими особенностями отложений. По преобладающим литотипам известняков и, соответственно, сформировавшим их палеосообществам бентосных организмов выделены два вида холмов, названных скелетными и микробиальными, различия между которыми являются ключом к пониманию распределения резервуаров углеводородов в рассматриваемом стратиграфическом интервале.

Ключевые слова: нижняя пермь, органогенные постройки, карбонатные холмы, природные резервуары, углеводороды.

Lower Permian organogenic buildups within the Northern part of Timan-Pechora basin are mounds-type structures. They are characterized by an extremely irregular distribution of reservoirs which are linked to facial zones and genetic features of the deposits. Two types of buildups were distinguished qualified as microbial and skeletal mounds formed by different paleo-communities of benthic organisms. The composition and textural-structural features of prevailing limestones within these buildups there is a key to understand the distribution of reservoirs within the area of study.

Key words: Lower Permian, organogenic buildups, carbonate mounds, natural reservoirs, hydrocarbons.

Введение. На территории Тимано-Печорского бассейна рифовые массивы и прочие органогенные постройки представляют собой ключевые резервуары для углеводородов в стратиграфическом интервале от позднего девона до ранней перми включительно. Сосредоточенные в них значительные запасы нефти и газа стимулируют практический интерес, проявляемый к прогнозированию качества коллекторов и поиску залежей. В большинстве случаев биогенные постройки отчетливо прослеживаются на записи сейсмических данных. На основании эмпирических сведений, полученных в ходе бурения и разработки на территории бассейна, сложился устойчивый стереотип, что каждая подобная структура содержит интервалы эффективных толщин. Однако эта взаимосвязь нарушается в карбонатных холмах, в изобилии встречающихся в разрезе нижнекаменноугольных–нижнепермских отложений севера Тимано-Печоры (рис. 1). Скважины, пробуренные на относительно высокоамплитудную органогенную постройку часто не содержат в разрезе эффективных толщин, в то время как в расположенных поблизости скважинах вскрыты интервалы коллекторов значительной мощности. Установление зависимости качества раннепермских резервуаров от генетических, се-

диментологических и структурных особенностей пород — основная цель нашей работы, имеющей непосредственное прикладное значение для нефтегазовой индустрии в регионе.

Седиментологический анализ, применяемый к керновому материалу, данным ГИС и сейсморазведки, позволил установить палеоэкологические и палеогеографические особенности развития органогенных построек рассматриваемого интервала, предопределившие их резервуарный потенциал. Все органогенные холмы (терминология по [James, Worque, 1992]) региона, по преобладанию в них известняков разного генезиса были подразделены на два основных типа, названные скелетными и микробиальными, сформированных принципиально отличающимися палеоэкологическими сообществами бентосных организмов. Вторичные изменения, имеющие для карбонатных отложений колоссальную роль и представленные процессами выщелачивания, трещинообразования и перекристаллизации, имеют четкую связь с фациальным строением и лишь усиливают изначально заложенные в породе свойства, что делает генетический подход ключом к решению поставленных задач.

Материалы и методы исследования. В рамках исследования был применен целенаправленный

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых; аспирант; *e-mail:* nik.evdokimov@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых; профессор; *e-mail:* zem@gds.ru

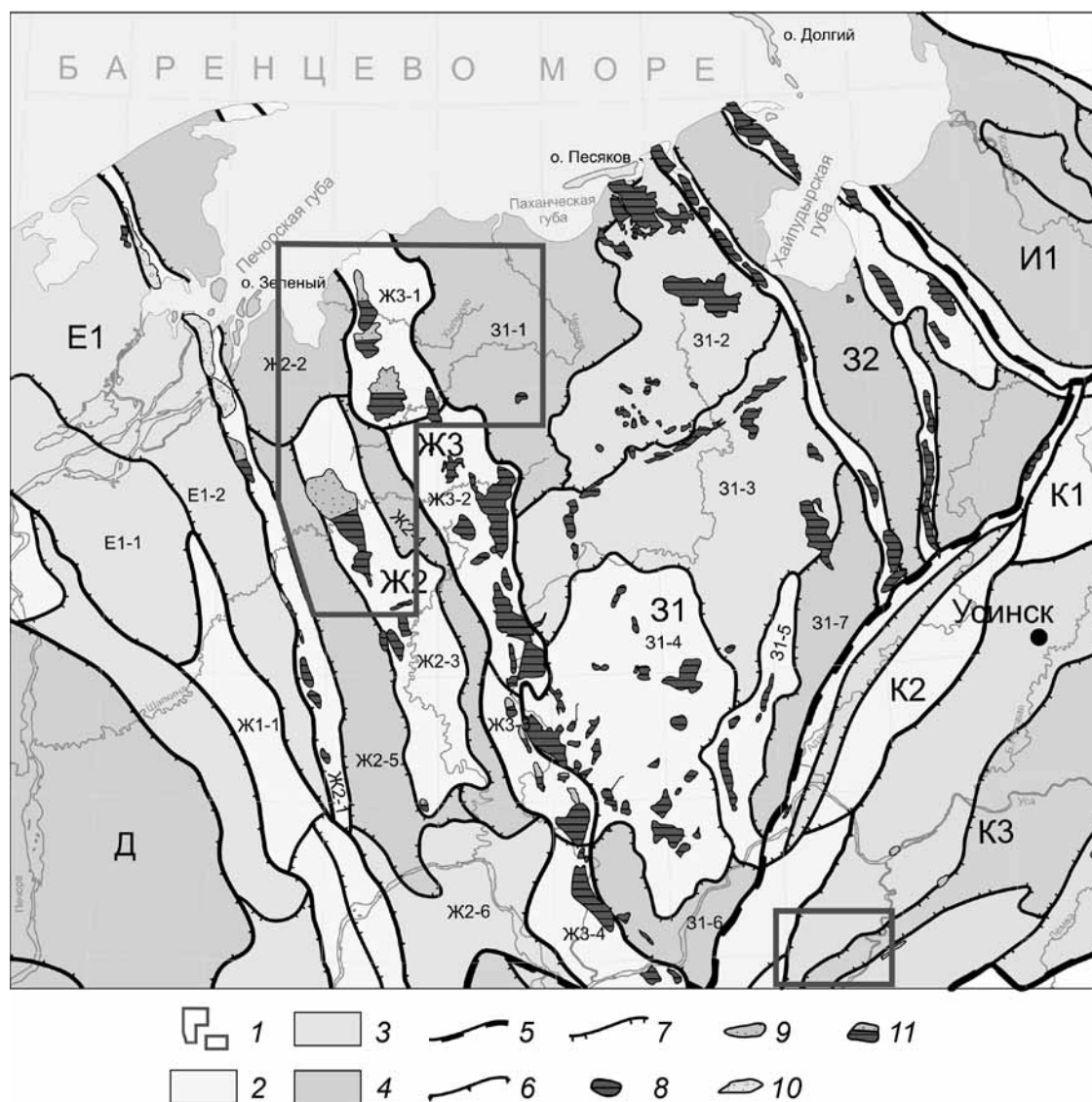


Рис. 1. Обзорная тектоническая карта района исследования [Изучение, 2005]: 1 — район исследования; 2 — мегавалы, валы и поднятия; 3 — моноклинали, ступени и седловины; 4 — прогибы, впадины, депрессии и котловины; границы структур: 5 — крупнейших региональных, надпорядковых; 6 — крупных (1-го порядка); 7 — средних (2-го порядка); месторождения: 8 — нефтяные, 9 — газовые, 10 — газоконденсатные, 11 — смешанные.

Тектонические элементы: надпорядковые: Д — Ижма-Печорская синеклиза, Ж — Печоро-Колвинский авлакоген, И — Пайхой-Новоземельская раннекиммерийская складчатая система; 1-го порядка: Е1 — Малоземельско-Колгуевская моноклираль, Ж1 — Печоро-Кожвинский мегавал, Ж2 — Денисовский прогиб, Ж3 — Колвинский мегавал, 31 — Хорейверская впадина, 32 — Варандей-Адзвинская структурная зона (авлакоген), И1 — Кортаихинская впадина, К1 — Воркутское поперечное поднятие, К2 — Гряда Чернышева, К3 — Косью-Роговская впадина; 2-го порядка: Е1-1 — Нарьян-Марская ступень, Е1-2 — Удачная ступень, Ж1-1 — Лебединский вал, Ж2-1 — Шапкина-Юрьянский вал, Ж2-2 — Усть-Печорская депрессия, Ж2-3 — Лайский вал, Ж2-4 — Верхнелайская депрессия, Ж2-5 — Тибейвисская депрессия, Ж2-6 — Лодминская перемычка, Ж3-1 — Ярейюский вал, Ж3-2 — Харьягинский вал, Ж3-3 — Возейский вал, Ж3-4 — Усинский вал, 31-1 — Чернореченская депрессия, 31-2 — Садаягинская ступень, 31-3 — Коллависовская ступень, 31-4 — Сандивейская поднятие, 31-5 — Макариха-Салюкинская антиклинальная зона, 31-6 — Сынянырдская котловина

седиментологический подход к комплексной интерпретации результатов анализа керна, ГИС и сейсморазведки. На основании детальных макро- и микроскопических исследований каменного материала опорных скважин разработана принципиальная седиментационная модель нижнепермских карбонатов в районе исследований, основные элементы которой представлены двумя типами построек с разными структурно-генетическими особенностями и фаціальными комплексами относительного глубоководья и мелководья. Кро-

ме того, выявлено, что разрез имеет отчетливо циклическое строение, проявляющееся в закономерной смене литотипов известняков, которая соответствует изменениям относительного уровня моря и, вероятно, изменениям продуцирующей способности бентосных биоценозов.

Фаціальная неоднородность отразилась на фильтрационно-емкостных характеристиках отложений, структуре порового пространства и интенсивности воздействия процессов выщелачивания и трещинообразования.

Переход от выделенных в керне фаций и литотипов к каротажным фациям позволил решить проблему недостатка кернового материала из большинства скважин рассматриваемой области, а дополнительный анализ сейсмических данных сделал возможным прослеживание их по латерали и подготовку на качественном уровне предварительных выводов о распространении свойств нижнепермского карбонатного комплекса по площади.

Результаты исследований и их обсуждение.

Генетические и структурные особенности позднекаменноугольно-раннепермских органогенных построек. Позднекаменноугольно-раннепермские органогенные постройки Тимано-Печорского бассейна по морфологии и экологической эволюции относятся к числу холмов (по терминологии [James, Bourque, 1992]). Они отличаются от классических рифов отсутствием типичных массивных каркасных организмов, тыловых и передовых шлейфов, а также завершением их развития на пионерной стадии палеоэкологической сукцессии.

Терминологически вольно карбонатные массивы, вскрытые скважинами на территории Колвинского мегавала, Чернореченской депрессии и Денисовской впадины, названы нами скелетными и микробиальными холмами, чтобы подчеркнуть определяющую скелетную и микробиальную составляющие слагающих их известняков. Но, строго следуя классификации [James, Bourque, 1992], холмы, названные микробиальными, более соотносятся с понятием илового холма, в котором преобладают микробиальные разности.

Ведущая роль в образовании таких построек отводится либо микробной деятельности, либо процессу осаждения известкового ила, принесенного из внешних источников и локализованного гидродинамически.

Иловые холмы отличались от скелетных медленным ростом и слабой механической связью между составляющими их организмами, особенно посмертной. Из-за этого они не могли противостоять сильным волновым движениям воды, но хорошо улавливали мелкодисперсный материал, который заносил промежутки между организмами. Это означает, что формирование иловых (или микробиальных) холмов могло происходить только в условиях низкой энергии водной среды, существенно ниже границы волновой абразии.

В то же время существование и развитие скелетных построек, представляющих собой на момент роста сложные экосистемы, во многом зависели от количества производимого ими не только каркаса, но и осадка. Поэтому на скорость формирования скелетных холмов, их геометрию и длительность существования влияли в основном три фактора: динамика водной среды, скорость роста колонии и скорость седиментации осадка.

Любая каркасная постройка отражает неустойчивое равновесие между: 1) ростом вверх известьсекретирующих организмов; 2) постоянным

разрушением под воздействием приливных волн, штормов, ураганов, а также в результате биологической эрозии; 3) обильным образованием осадков и быстро растущими прикрепленными бентосными организмами; 4) одновременной цементацией, связанной с органическими и неорганическими процессами.

Это означает, что существование скелетных построек контролируется не только возможностью сохранности каркасов, но и способностью системы освобождаться от осадка, производимого организмами. Предполагается, что наиболее губительны для рифовых биоценозов процессы заиления, причем существенное количество ила могут создавать сами каркасообразователи: часть ила попадает в колонию фильтрующих организмов через поток фильтруемой взвеси, из которой органическая часть в значительной степени усваивается организмом, а минеральная выбрасывается им наружу в виде фекальных пеллет, оседающих вокруг организма.

Поэтому иловые (микробиальные) и скелетные холмы способны расти в зонах, различных по батиметрии, а значит, и по гидродинамической активности, первые — на склоне относительно глубоководной впадины, вторые — на топографически выраженных поднятиях с течениями и волнениями, вымывающими осадок из постройки, однако не приводящими к ее разрушению (рис. 2).

Литологическая характеристика отложений и обстановки осадконакопления. Позднекаменноугольно-раннепермские отложения, за исключением верхней части артинского яруса и единичных алевроитовых прослоев, встречающихся в скважинах на Лайском валу, представлены исключительно карбонатными породами, для описания которых нами использована система классификации, предложенная в работе [Dunham, 1962]. Во всех рассматриваемых разрезах ключевую роль играют два типа известняков: биокластовые, состоящие из обломков известьсекретирующих организмов и микритового материала (пак-, вак- и мадстоуны), и баундстоуны, в которых исходные компоненты были связаны между собой еще в процессе седиментации. Среди последних выделяются водорослевые, палеоаплизинные, микробиальные, а также смешанные разности.

Помимо перечисленных выше типов известняков, в восточных районах Северного Урала значительную роль играют так называемые биоцементолиты — отложения, сформировавшиеся в результате быстрой посмертной биологически индуцированной цементации обломков живых организмов [Антошкина, Пономаренко, 2014]. Отметим, что в отложениях Лайского вала и на севере Колвинского мегавала они встречаются лишь в единичных образцах, приуроченных к фации микробиальных холмов.

Север Колвинского мегавала. Север Колвинского мегавала в течение ранней перми был одной из

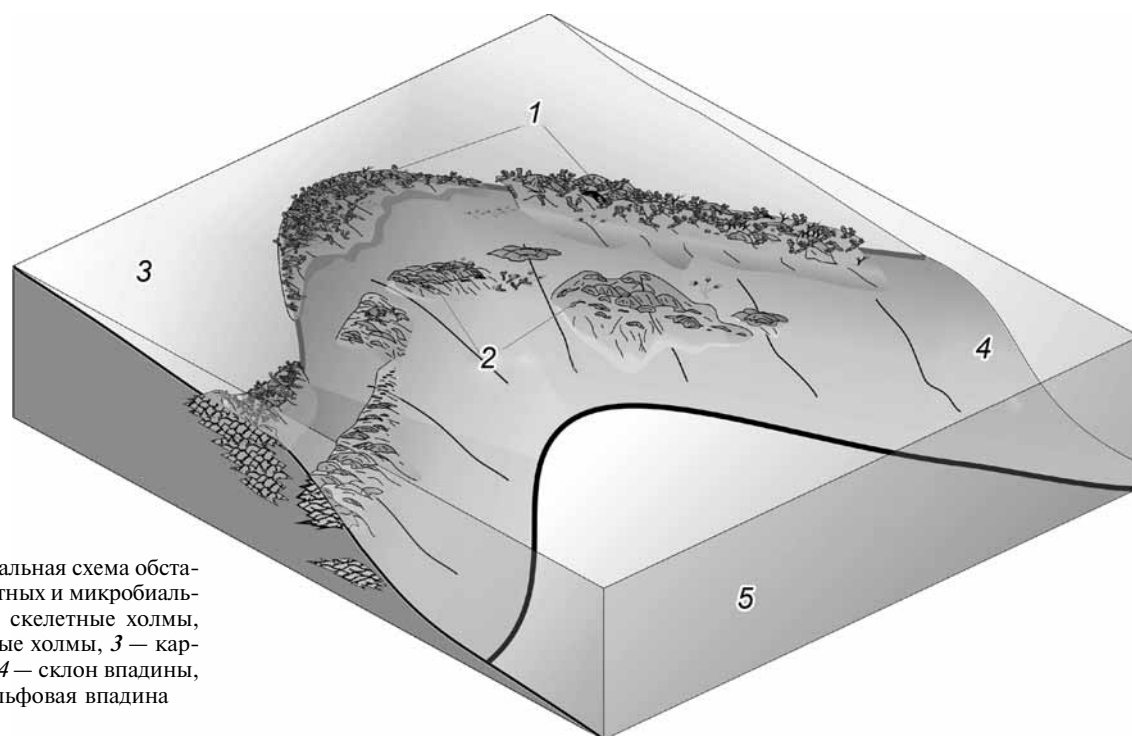


Рис. 2. Принципиальная схема обстановок роста скелетных и микробных холмов: 1 — скелетные холмы, 2 — микробные холмы, 3 — карбонатная отмель, 4 — склон впадины, 5 — внутришельфовая впадина

наиболее мелководных областей северной части Тимано-Печорского бассейна. Увеличение глубины происходило в северо-восточном направлении, где на территории современных Хорейверской и Косью-Роговской впадин преобладали относительно глубоководные обстановки.

Органогенные постройки этой области — один из основных объектов поисковых работ на нефть и газ и составляют значительную долю в общем объеме коллекторских отложений. На отдельно взятых участках они формируют обширную сеть взаимосвязанных между собой холмов, мощность которых может превышать 100 м. Скважины Северо-Колвинская-1 и Северо-Колвинская-2, пробуренные с отбором керна из рассматриваемого интервала, вскрыли полный разрез построек и предоставляют возможность изучить вертикальную последовательность их развития и сопоставить керновый материал с данными ГИС.

В скважине Северо-Колвинская-1 общая мощность ассельско-сакмарской скелетной постройки достигает 105 м. Она отчетливо видна на картине сейсмической записи, а на ГИС характеризуется классической каротажной картиной кривой ГК, где прослеживаются интервалы чистых скелетных известняков, выделяются и периоды затопления, сопровождаемые сменой литотипов на микритово-биокластовые разности и выделяемые по повышенной естественной радиоактивности.

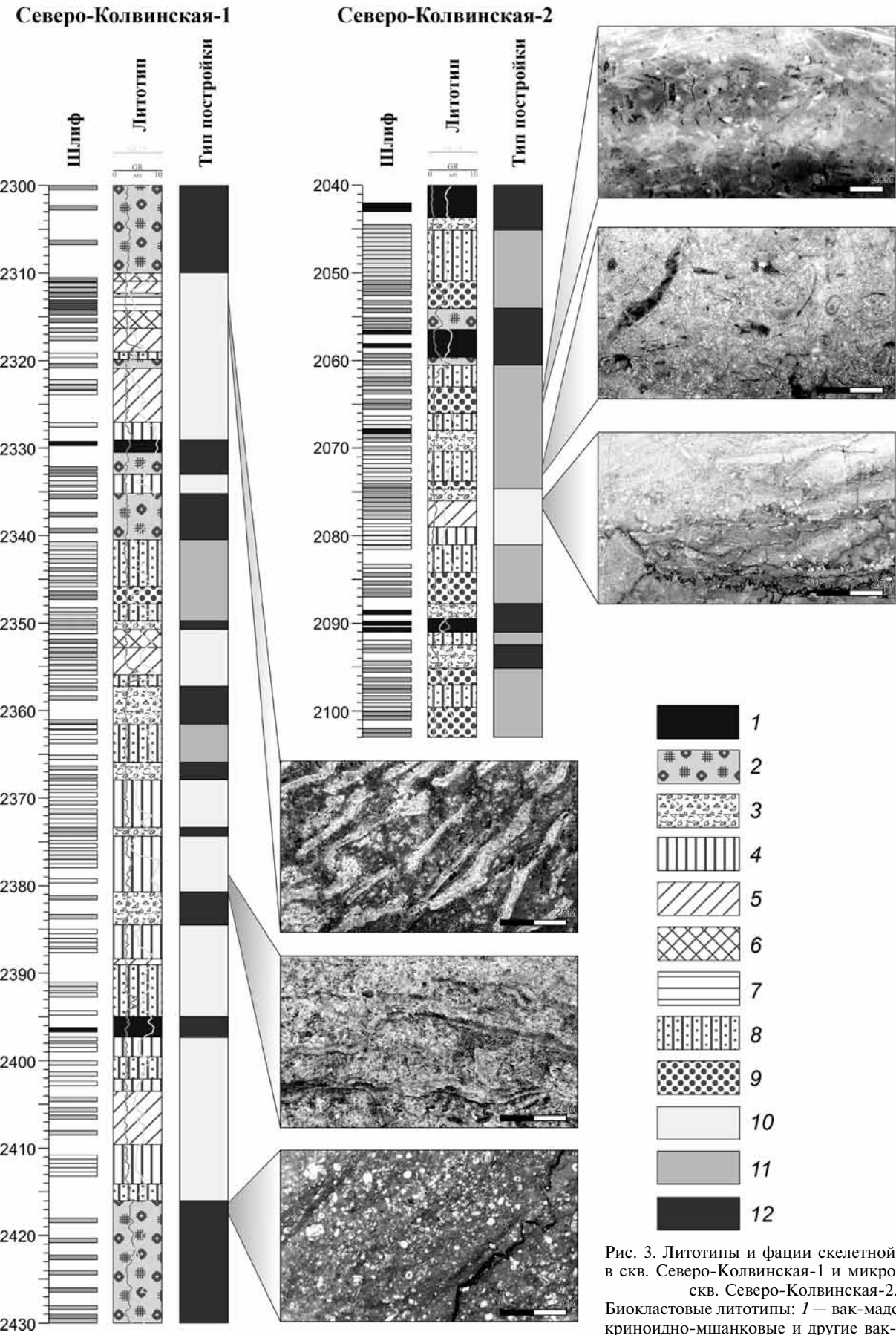
В разрезе преобладают водорослевые и водорослево-палеоаплизинные баундстоуны с интервалами криноидно-мшанковых пакстоунов (рис. 3). Присутствуют немногочисленные прослои микробных и микробияльно-водорослевых баундстоунов.

По керну отчетливо прослеживаются ключевые стадии развития постройки:

— стадия стабилизации — начальная фаза роста холма. Происходит постепенное накопление биокластового материала на локальных поднятиях морского дна, что приводит к его укреплению, это в дальнейшем позволяет сессильным организмам закрепиться на субстрате. Стадия выявлена в основаниях холмов и также наблюдается после периодов прекращения развития, вызванных затоплением или выведением в зону волновой активности. Накапливающиеся в этот период отложения представлены криноидно-мшанковыми и полидетритовыми вак-пакстоунами, реже биокластово-микробными и водорослево-микробными баундстоунами;

— стадия колонизации, на которой происходит массовое заселение подготовленного субстрата скелетными организмами. В рассматриваемой скважине роль основных колонизаторов играли палеоаплизинны и филоидные водоросли с незначительной долей мшанок, криноидов и кальцимикробов.

Невысокое биоразнообразие бентосных организмов раннепермского Печорского моря не позволяло произойти переходу на следующую стадию развития (стадию диверсификации). Стадия колонизации продолжалась до прекращения развития постройки вследствие ее затопления или, наоборот, вывода в зону активной волновой деятельности (стадия деструкции). Периоды прекращения развития холма в разрезе скважины маркируются сменой литотипов на криноидно-мшанковые вак-пакстоуны и мадстоуны в случае резкого повышения уровня моря и на палеоаплизинно-водо-



рослевые пакстоуны со следами хардграунда при выведении его в зону воздействия волн.

В разрезе скважины Северо-Колвинская-1 прослеживается 6–7 циклов развития постройки. Каждый цикл представлен последовательностью литотипов, имеющей мощность от 3 до 20 м. Новые бентосные сообщества образовывались на том же месте, где предшествовавшие, поскольку оно представляло собой уже подготовленную морфологическую неоднородность дна, и в результате общая мощность скелетной постройки может достигать 100 м и более.

Скважина Северо-Колвинская-2, подобно Северо-Колвинской-1, была пробурена на отчетливо различимой в волновом поле структуре, общая мощность которой составляет более 60 м. Однако при исследовании кернового материала выяснилось ее принципиально иное строение. Ключевое отличие — почти полное отсутствие в разрезе скважины скелетных литотипов. Общая мощность палеоаплизиново-водорослевых интервалов составляет менее 5 м. Основная часть холма сложена микробальными и водорослево-микробальными баундстоунами с немногочисленными маломощными (до 5 м) прослоями биокластовых разностей, среди которых преобладают полидетритовые и криноидно-мшанковые пакстоуны и мадстоуны (рис. 3). На записи ГИС постройка отличается от скелетных холмов более «изрезанной» кривой ГК, на которой отмечены интервалы затопления и смены чистых микробальных известняков глинистыми, микритовыми биокластовыми разностями. Кривая ПС напротив чистых интервалов имеет форму записи «обратный колокол».

По данным палеореконокструкций постройка была расположена на склоне локального поднятия. Более глубоководные условия, нежели описанные в скв. Северо-Колвинская-1, послужили причиной доминирования микробальных сообществ и формирования микробального холма.

Лайский вал (Денисовская впадина). На территории Денисовской впадины расположено крупное Лаявожское газоконденсатное месторождение, открытое в 1970-е гг., а также группа Командиршорских месторождений и многочисленные перспективные структуры. Территория охарактеризована относительно высокой степенью изученности как геофизическими методами, так и данными бурения. Палеогеографически Денисовская впадина в течение ранней перми занимала часть мелководно-морского шельфа, относящегося к обширному карбонатному рампу.

В общей массе резервуаров карбонатные постройки позднего карбона–ранней перми здесь не играют значительной роли и составляют всего около 5–10%. По имеющимся данным большинство из них относится к типу микробальных холмов с относительно невысокой мощностью и с низкими коллекторскими свойствами.

Нижнепермские карбонаты на Лаявожской и прилегающих площадях присутствуют в объеме ассельского, сакмарского и нижней части артинского ярусов. Большая часть карбонатов сложена биокластовыми известняками, чередующимися с относительно глубоководными разностями с повышенным содержанием микрита. Примеры органогенных построек вскрыты скважинами Лаявожская-22 и -2, Верхнелайская-500, Северо-Мишванская-20, Восточно-Лайская-1, где по данным скважинной геофизики и в керне отмечены интервалы развития водорослево-микробальных и реже палеоаплизиново-водорослевых баундстоунов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Признаки наличия скелетной постройки присутствуют в скв. Лаявожская-22, расположенной на западном склоне Лайского вала, где на глубине 2440–2455 м в керне наблюдаются микробально- и водорослево-палеоаплизиновые баундстоуны, залегающие на водорослево-микробальных баундстоунах, что характерно для строения большинства скелетных холмов.

Микробальные холмы обнаружены в скв. Лаявожская-2, Северо-Мишванская-20, Восточно-Лайская-1 (рис. 4). В первой из них отобран и описан керновый материал, где в интервалах 2300–2305 и 2355–2365 м присутствуют микробальные и детритово-микробальные баундстоуны. К сожалению, проследить весь интервал развития постройки не представляется возможным в связи с малым выносом и слабой сохранностью керна. По имеющимся данным мощность микробальных интервалов редко составляет более 5 м, что может свидетельствовать о неблагоприятных условиях развития палеосообщества.

Скважины Северо-Мишванская-20 и Восточно-Лайская-1 не охарактеризованы керном, но в них выполнен полный комплекс ГИС, по которому отчетливо выделяется несколько интервалов чистых известняков мощностью не более 20 м, чередующихся с предположительно высокомикритовыми разностями. Форма записи кривой ГК указывает на наличие многочисленных периодов прекращения развития холмов, что при сравнении с аналогами на севере Колвинского мегавала позволяет сделать предположение о микробальной природе этих построек.

Органогенные холмы на территории Денисовской впадины распространены не так широко, как на севере Колвинского мегавала, и имеют меньшую мощность, в среднем составляющую несколько десятков метров. Их развитие неоднократно прерывалось, что отображается как в керне, так и в форме записи ГИС. Дополнительное отрицательное воздействие на бентосные сообщества оказывал и привнос терригенного материала, отмеченный в шлифах в виде прослоев кварцевых алевролитов и глин.

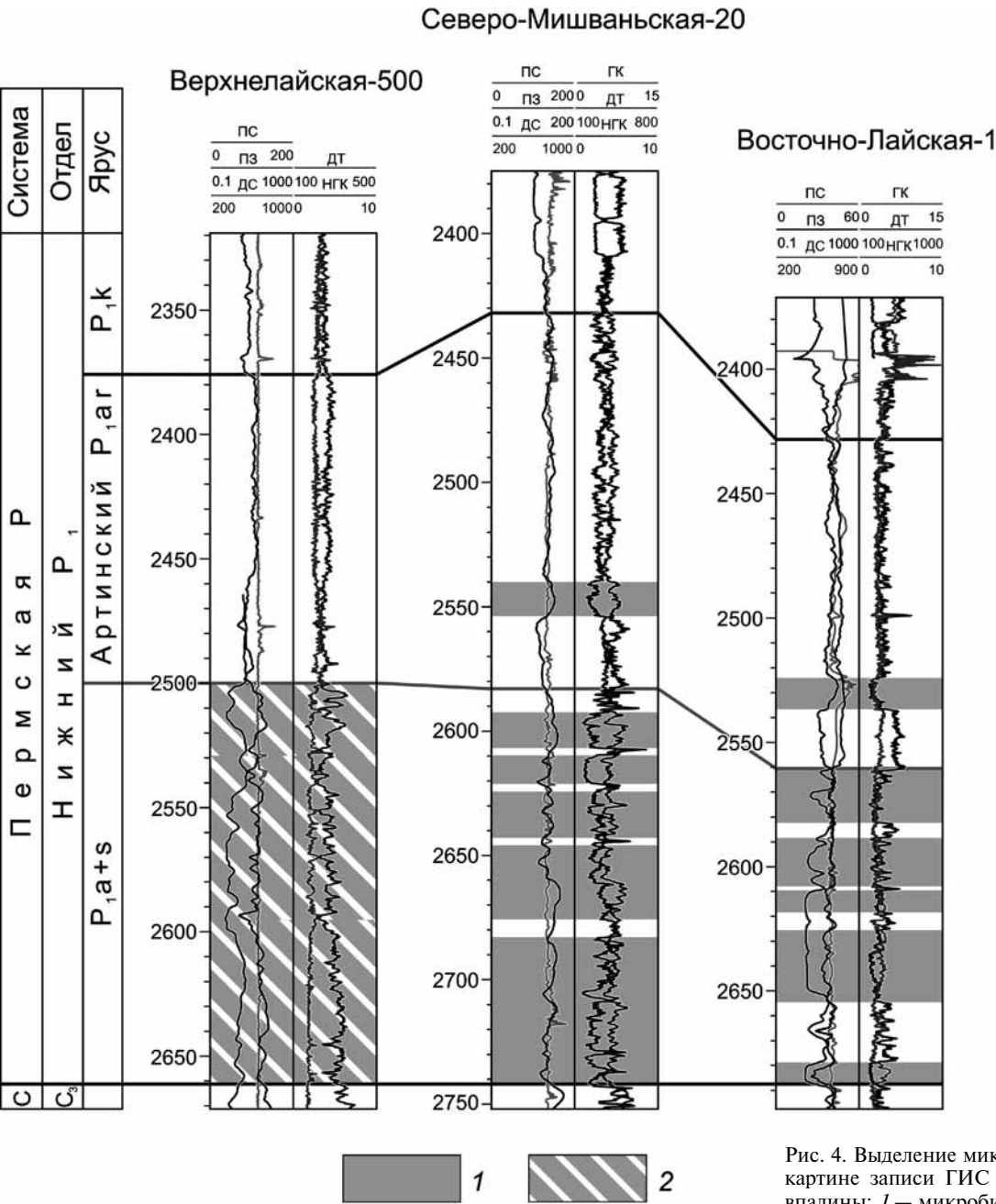


Рис. 4. Выделение микробных холмов на картине записи ГИС скважин Денисовской впадины: 1 — микробная постройка, 2 — предполагаемый интервал развития постройки

Ключевую роль в строении рассмотренных органогенных холмов Денисовской впадины играют водорослевые, микробально-водорослевые и реже палеоаплизинново-водорослевые литотипы с высоким содержанием микрита и обломочного материала криноидей и мшанок. В общем же разрезе ассельско-сакмарских отложений биокластовые разности явно преобладают над остальными литотипами.

Чернореченская депрессия. Среди рассматриваемых областей Чернореченская депрессия наиболее слабо изучена бурением, основная причина — отсутствие месторождений, за исключением Табровыхинского, где продуктивность верхнедевонских (сирачойских) отложений доказана одной скважиной. Однако доступные материалы сейсморазведки

и ГИС указывают на наличие как скелетных, так и микробных холмов в нижнепермских отложениях.

На территории Чернореченской депрессии постройки, характеризующиеся типичной каротажной картиной на кривых ГК и отчетливо проявляющиеся в волновом сейсмическом поле, вскрыты в скважинах Харейсинская-91, Вангурейяхинская-22 и Северо-Сюрхаратинская-1. Вероятнее всего, они относятся к типу скелетных холмов, локализованных по данным палеорекопструкций в пределах топографически выраженного поднятия на некотором удалении от склона глубоководной впадины. Мощность построек в этих скважинах достигает 150, 180 и 100 м соответственно, что в несколько раз больше мощности холмов, встре-

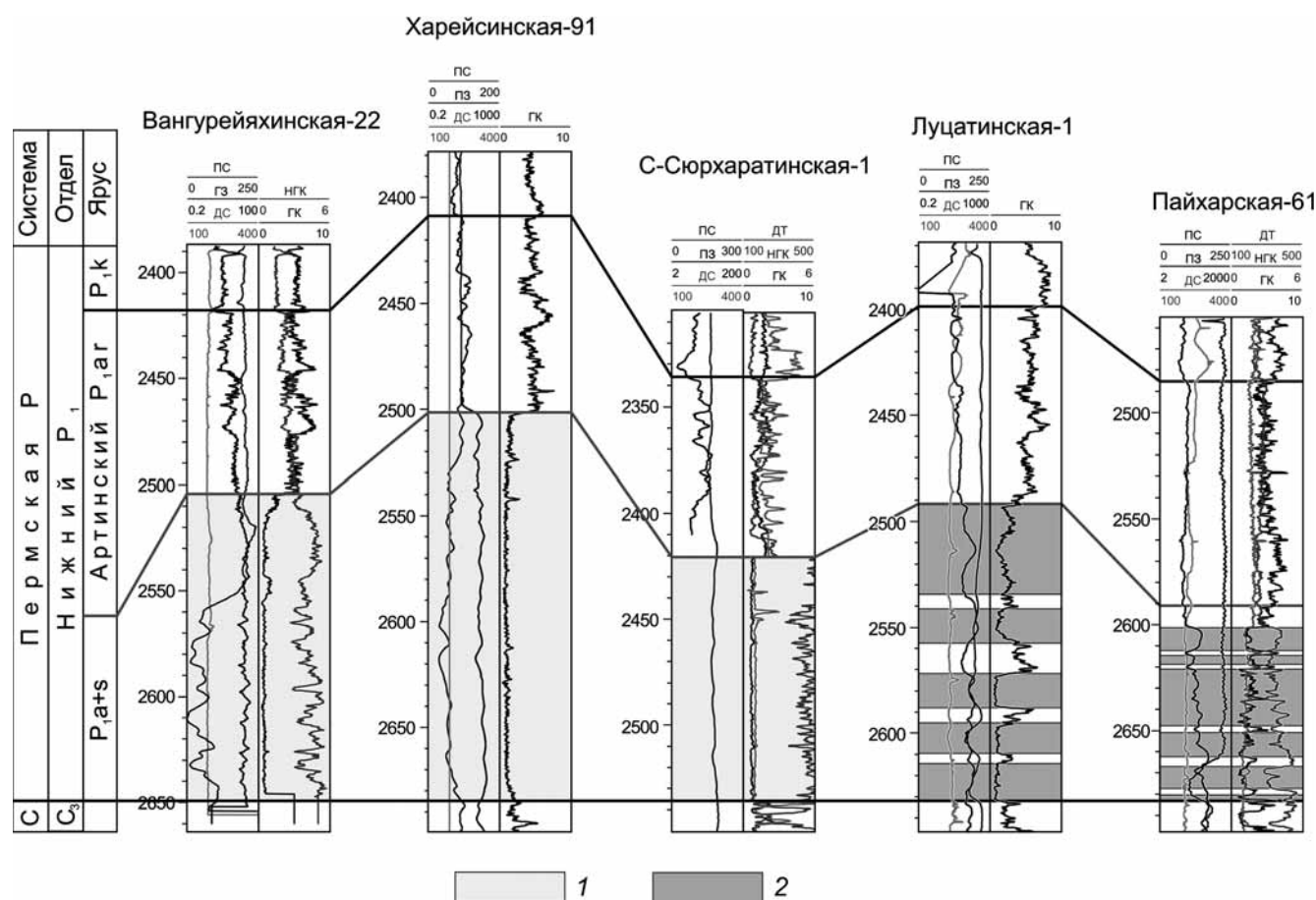


Рис. 5. Выделение ассельско-сакмарских скелетных и микробных холмов на картине записи ГИС скважин в Чернореченской депрессии: 1 — скелетные холмы, 2 — микробные холмы

чающихся в Денисовской впадине, и значительно больше мощности таковых на Колвинском мегавале. Помимо этого, судя по картине каротажной записи, в них отсутствуют или слабо выражены периоды прекращения развития, что с высокой долей вероятности указывает на благоприятные стабильные обстановки развития.

Микробный тип построек вскрыт скважинами Пайхарская-61 и Луцатинская-1, расположенными на склонах палеоподнятия. В них отчетливо прослеживаются интервалы прекращения развития и затопления, отображающиеся в смене генетически связанных каркасных известняков микритовыми, в разной степени глинистыми известняками нижнего склона. Суммарная мощность этих холмов без учета интервалов развития относительно глубоководных биокластовых разностей составляет около 70–80 м (рис. 5).

Западный склон Северного Урала. Многочисленные раннепермские скелетные постройки, наблюдаемые в естественных обнажениях вдоль рек Илыч, Кожим, Печора и других на Северном Урале, в большинстве случаев схожи по строению с таковыми, описанными нами на территории Колвинского мегавала. Ключевое отличие между ними состоит в широком развитии в Предуральской зоне биоцементолитов, которые почти полностью отсутствуют в северных районах бассейна.

Кроме того, на Северном Урале не описаны постройки, которые могли бы быть отнесены к типу микробных холмов, хотя микробные и водорослево-микробные литотипы в обилии встречаются в обнажениях скелетных холмов, особенно в их периферийных зонах.

Естественные обнажения, в отличие от скважин, позволяют проследить не только вертикальные, но и латеральные изменения отложений. Так, по описаниям Е.С. Пономаренко [Пономаренко, 2010], центральная часть идеализированного холма состоит преимущественно из филоидно-водорослевых биоцементолитов, вверх по разрезу сменяющихся на палеоаплизинные разности. Склоны же постройки сложены биокластовыми отложениями, которые по мере удаления от холма сменяются относительно глубоководными либо шельфовыми фациями. Наблюдается различие в строении склонов, ориентированных в сторону глубоководья и мелководного шельфа: на глубоководном склоне широко распространены сообщества кальцимикробов, формирующих микробные и водорослево-микробные баундстоуны, в то время как на мелководном преобладают мшанковые и криноидно-мшанковые пакстоуны.

Помимо вертикальной смены стадий экологической сукцессии (стабилизации и колонизации) палеоэкосистемы Северо-Уральских холмов реаги-

ровали на динамику водной среды, что проявлялось в форме роста скелетных организмов. Так, при уменьшении глубины ветвистые формы мшанок сменялись пластинчатыми и сетчатыми, прекращали развитие филоидные водоросли, а скелеты палеоаплизин становились более массивными.

Выводы. 1. Все постройки, выделяемые в асельско-нижнеартинском нижнепермском интервале, относятся к типу холмов. По преобладающим компонентам можно разделить их на два вида: скелетные и микробиальные. В формировании первых ключевую роль играли палеоаплизин и водоросли, а вторых — различные микробные сообщества.

2. Скелетные и микробиальные холмы формировались в разных палеогеографических условиях. Первые занимали области палеоподнятий и бровок с относительно активной гидродинамикой, но ниже базиса воздействия волн. Вторые находились на склонах палеовпадин, в областях со слабой подвижностью вод, в пределах эуфотической зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое: север Урала и сопредельные области. Екатеринбург: УрО РАН, 2003.

Антошкина А.И., Пономаренко Е.С. Биоиндуцированная кристификация как реакция позднекаменноугольно-раннепермских рифовых экосистем на изменения биосферы // Становление скелета у различных групп организмов и биоминерализация в истории Земли. Сер. Гео-биологические системы в прошлом. М.: ПИН РАН, 2014. С. 44–62.

Жемчугова В.А. Верхний палеозой Печорского бассейна. Сыктывкар: Коми республиканское изд-во, 1998.

3. Наблюдается приуроченность интервалов с повышенными фильтрационно-емкостными свойствами к фациям скелетных холмов, литотипы которых из-за седиментологических особенностей имели повышенную пористость и были более подвержены процессам выщелачивания. Микробиальные постройки характеризуются низкими показателями пористости, а проницаемость в них формируется почти исключительно за счет вторичного трещинообразования.

4. В ходе исследования не отмечена принципиальная разница в строении холмов, расположенных на севере Колвинского мегавала, в Чернореченской депрессии и Денисовской впадине. Это позволяет предположить схожие обстановки их формирования. В то же время в естественных обнажениях Северного Урала ключевую роль играют биоцементолиты, почти не встречающиеся в разрезах нижней перми на севере Тимано-Печорского бассейна.

Жемчугова В.А. Природные резервуары в карбонатных формациях Печорского нефтегазоносного бассейна. М.: Мос. гос. горн. ун-т, 2002.

Изучение и анализ ресурсной базы углеводородного сырья на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Сыктывкар: Коми научный центр, 2005.

Пономаренко Е.С. Эволюция экосистем нижнепермских скелетных холмов Северного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2010.

James N.P., Bourque P.A. Reefs and mounds / R.G. Walker, N.P. James (eds) // Facies Models — Response to sea-level change. Geological Association of Canada, 1992. P. 323–347.

Поступила в редакцию 01.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 550.81; 553.9

Т.Г. Исакова¹, Т.Ф. Дьяконова², А.Д. Носикова³, Д.С. Савченко⁴,
Н.И. Коробова⁵, Р.С. Сауткин⁶, А.Г. Калмыков⁷, Г.А. Калмыков⁸

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРА ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», 119192, Москва, Ломоносовский пр-т, 27, корп. 1
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

National intellectual development Foundation, 119192, Moscow, Lomonosovsky Prospekt, 27, bd 1
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Выполнены детальные литологические, седиментологические, петрофизические исследования колонок и образцов керна отложений викуловской свиты. На основе исследований установлены новая модель коллектора и способы оценки подсчетных параметров по данным ГИС.

Ключевые слова: викуловская свита, модель коллектора, анизотропия проницаемости, степень слоистости пород, текстурная неоднородность.

Detailed lithological, sedimentological, petrophysical studies of columns and core samples of Vikulovskaya series were performed. On the basis of researches the new model of a reservoir was made and new methods of volumetric parameters estimation based on well logs were established.

Key words: Vikulovskaya series, reservoir model, permeability anisotropy, extent of inter-bedding, textural heterogeneity.

Введение. Отложения викуловской свиты (ВК) раннемелового возраста на Красноленинском месторождении изучают с середины 1970-х гг., но до настоящего времени у специалистов-петрофизиков нет единого согласованного мнения о модели коллектора. Викуловская свита имеет большое значение из-за ее регионального развития на уникальном нефтяном Красноленинском месторождении Западной Сибири, крупнейшие запасы в ней сосредоточены в массивных залежах с подстилающей подошвенной водой. Отложения викуловской свиты формировались в прибрежно-морских условиях, осложненных развитием врезанных долин в разных частях месторождения. Представление о модели коллектора викуловской свиты при ее изучении неоднократно менялось в соответствии с изученностью керна: 1990 г. — поровый изотропный песчано-алевролитовый коллектор; 2004 г. — анизотропный коллектор с микропереслаиванием песчано-алевролитовых проницаемых пород и непроницаемых прослоев

глин (аргиллитов); 2017 г. — анизотропный коллектор с микропереслаиванием песчано-алевролитовых проницаемых пород с непроницаемыми глинистыми прослоями, т.е. была подтверждена модель коллектора 2004 г. с несущественными уточнениями. Именно эта модель актуальна. В настоящее время по результатам обобщения старых и вновь проведенных детальных исследований керна получена новая уточненная модель коллектора викуловской свиты.

Объект исследований. Существующая анизотропная модель коллектора викуловской свиты базируется на макро- и микроописаниях породы и фотографиях колонок керна при дневном и ультрафиолетовом освещении, они свидетельствуют о наличии пачек тонкого переслаивания пород с чередованием светлых и более темных разностей. При этом светлые разности ассоциируются с песчано-алевролитовыми породами-коллекторами с межзерновым типом порового пространства, а более темные — с глинами или аргиллитами — не-

¹ Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», эксперт; e-mail: t.isakova@oilmsu.ru

² Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», эксперт; e-mail: dyakonovatf@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, магистрант; e-mail: a.nosikova@oilmsu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, студент; e-mail: d.savchenko@oilmsu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; e-mail: n.korobova@oilmsu.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с.; e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с.; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых; профессор; e-mail: gera64@mail.ru

коллекторами. Высокая степень микрослоистости, наблюдаемая в керне, практически не отражается на диаграммах, полученных методами ГИС. Единичная толщина таких слоев изменяется от 10 см до долей миллиметра. Для описания слоистой глинистости в петрофизике нефтяных коллекторов принят параметр $\chi_{\text{гл}}$, который характеризует долю глинистых непроницаемых слоев в общей толщине пачки ($H_{\text{пачки}}$) нефтенасыщенного коллектора: $\chi_{\text{гл}} = \sum H_{\text{гл}} / (H_{\text{пачки}})$, где $H_{\text{гл}}$ — толщина глинистого слоя. Анизотропная пачка пород представляет собой сумму толщин глинистых ($H_{\text{гл}}$) и песчаных слоев ($H_{\text{песч}}$): $H_{\text{пачки}} = \sum (H_{\text{гл}} + H_{\text{песч}})$. Коллектором считаются только чистые песчаные прослои. При отсутствии глинистых слоев $\chi_{\text{гл}} = 0$, и всю пачку относят к коллектору [Акиншин, Ефимов, 2014; Вендельштейн, Резванов, 1978; Латышова и др., 1962; Методические..., 1990].

Существующая в настоящее время модель анизотропного коллектора викуловской свиты включает следующие параметры, необходимые для подсчета геологических запасов:

- в качестве эффективной нефтенасыщенной толщины $H_{\text{эф.н}}$ принята суммарная толщина слоев песчаников в выделенной по ГИС пачке нефтенасыщенного коллектора:

$$H_{\text{эф.н}} = H_{\text{пачки}} (1 - \chi_{\text{гл}});$$

- в качестве коэффициента пористости принята пористость слоев чистых песчаников:

$$K_{\text{п}} = K_{\text{п.чист}} = (K_{\text{п.пачки}} - K_{\text{п.гл}} \chi_{\text{гл}}) / (1 - \chi_{\text{гл}}),$$

где $K_{\text{п.пачки}}$ — пористость пачки, определяемая по геофизическими методами, $K_{\text{п.гл}}$ — пористость глин, принимается константой;

- в качестве удельного электрического сопротивления пласта принимается УЭС слоев чистых песчаников:

$$\rho_{\text{п}} = \rho_{\text{п.чист}} = (1 - \chi_{\text{гл}}) / ((1/\rho_{\text{п.пачки}}) - (\chi_{\text{гл}}/\rho_{\text{п.гл}})),$$

где $\rho_{\text{п.пачки}}$ — удельное электрическое сопротивление пачек пород по ГИС; $\rho_{\text{п.гл}}$ — удельное электрическое сопротивление глин;

- коэффициент нефтенасыщенности рассчитывается для слоев песчаников ($K_{\text{н.чист}}$) по петрофизическим зависимостям $P_{\text{п}} - K_{\text{п}}$ и $P_{\text{н}} - K_{\text{н}}$ через $\rho_{\text{п.чист}}$ и $K_{\text{п.чист}}$.

Результаты испытаний и продолжительной разработки викуловских отложений с получением даже на начальной стадии притоков нефти с водой заставили усомниться в правильности принятой петрофизической модели.

При испытаниях классического анизотропного коллектора получают, как правило, безводные притоки нефти, так как углеводородное вещество (УВ) содержится в слоях коллектора-песчаника, неколлектор в виде слоев глин содержит связанную (неподвижную) воду. Яркие примеры классических анизотропных коллекторов — от-

ложения нутовской и дагинской палеогеновых свит на месторождениях Сахалинского региона — Аркутун-Даги, Одопту, Пильтун-Астохское и др. При испытаниях пластов викуловской свиты в большинстве случаев получают притоки нефти с водой, несмотря на гипсометрические уровни испытываемых коллекторов. Именно обводненные притоки нефти на высоких уровнях над водонефтяным контактом вызвали сомнение в достоверности модели коллектора викуловской свиты, что заставило авторов вернуться к более детальному изучению указанных отложений, начиная с истоков образования осадков, т.е. к генезису отложений. С этой целью проведен широкий комплекс седиментологических, литологических, петрофизических, пиролитических исследований на представительном керновом материале.

По результатам прошлых и новых исследований керна и интерпретации ГИС сделано обоснование новой модели коллектора викуловской свиты.

Викюловская свита подразделяется на пласты ВК1, ВК2-3, ВК4-5, в отдельных частях месторождения свита осложнена отложениями врезанной долины, которые индексируются как ВК2-Зврез. Продуктивны пласты ВК1, ВК2-3 и ВК2-Зврез. Отложения викуловской свиты перекрыты хантымансийскими глинами, служащими региональным флюидоупором. Пласты ВК1 и ВК2-3 разделены алевролитоглинисто-карбонатной перемычкой разной толщины (~4–20 м). В районах с развитием отложений врезанной долины перемычка между пластами ВК1 и ВК2-Зврез практически отсутствует или имеет сокращенную толщину (1–4 м).

Условия осадконакопления определяют литологический состав, сочетание литотипов, коллекторские свойства пород, свойства флюидоупоров, т.е. формируют модель коллектора, а также модели залежи. Неучет или неверная трактовка фациальной обстановки может приводить к ошибочности модели коллектора, модели залежи, что сказывается в итоге на корректности прогноза добычных возможностей пластов и часто приводит к несоответствию прогноза фактическому состоянию разработки.

Результаты исследований и их обсуждение. По результатам детального седиментологического анализа керна определены фациальные условия образования пород викуловской свиты и глинистого флюидоупора (хантымансийская глина), перекрывающего ее отложения.

Генезис пластов ВК1 и ВК2-3 идентичен и обусловлен мелководно-морскими штормовыми условиями осадконакопления, а отложения ВК2-Зврез сформировались путем заполнения врезанной долины аллювиально-морскими отложениями [Карнюшина и др., 2003].

Минеральный состав скелета пород всех трех объектов близок и относится к полимиктовому

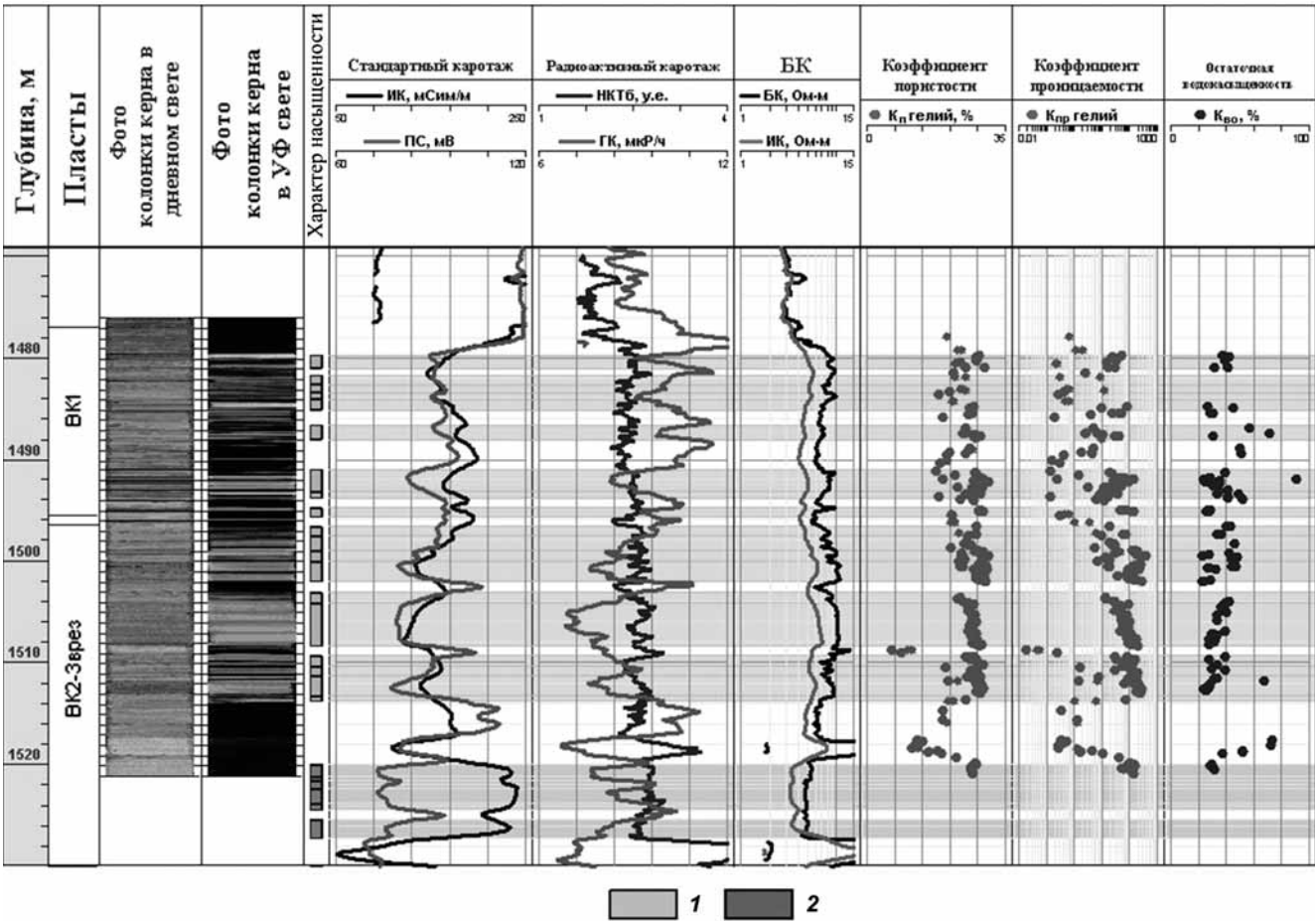


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез пластов викуловской свиты по скв.2 с фото колонок керна при дневном и УФ освещении

типу (%): среднее содержание кварца 39–50,5; полевого шпата 32–45, обломков пород 14–19, слюды 1–1,9.

По содержанию и типу глинистых минералов пласты викуловской свиты также близки — глины каолинового состава (%): среднее содержание каолинита 41–57, хлорита 20–29, гидрослюды 17–22, смешано-слюдястых минералов 4–6,6. В глинах пласта ВК1 обнаружено незначительное содержание монтмориллонита (2,6%).

Гранулометрический анализ показал преимущественное содержание зерен алевритовой размерности (72–75%), подчиненное содержание песчаной (17–20%) и пелитовой фракций (8%) в пластах ВК1 и ВК2-3. В отложениях врезанной долины ВК2-3врез отмечено некоторое преобладание зерен песчаной размерности (53,9%) по сравнению с алевритовой (39,4%), содержание глинистого компонента составляет 6,9%.

К важным и ранее специалистами не фиксируемым особенностям викуловского разреза относятся преимущественно алевритовый состав и отсутствие чистых разностей песчаников и глин. Максимальная глинистость ($C_{г\text{л.макс}}=35,6\%$) получена на единственном образце из скв. 2 и относится к хантымансийской глине. По данным гранулометрического анализа величина глинисто-

сти ($C_{г\text{л}}>25\%$) получена на 6 образцах из 383 определений и относится или к кровле пласта ВК1, или к перемычке между пластами ВК1 и ВК2-3. Песчаная составляющая $C_{песч}$ по разрезу викуловской свиты меняется в диапазоне 0,6–89,2%. При этом величины $C_{песч}>60\%$ получены всего на 20 образцах из 7 скважин.

Особенности отложений викуловской свиты и которая обусловлены мелководно-морскими, штормовыми условиями осадконакопления, ее микро- и макрослоистостью, что характерно для штормового режима мелководного бассейна. Микрослоистость выражается в виде неравномерного частого чередования светлых и темных прослоев пород, зафиксированного по фотографиям колонок и по описанию керна. Указанная текстурная неоднородность пород установлена специалистами давно, это наиболее важная характеристика при определении модели коллектора [Акиншин, Ефимов, 2014; Подсчет..., 2003].

На рис. 1 приведен пример скважины со 100%-ным выносом керна и фотографиями колонок керна в дневном и ультрофиолетовом (УФ) свете, на которых видно тонкое переслаивание разноокрашенных пород, светящихся в УФ освещении, в продуктивной части разреза с разной интенсивностью.

Детальное описание керна (масштаб 1:20) и его изучение по опорным скважинам показали, что чередование темных и светлых прослоев, имеющих разную интенсивность свечения в УФ свете (при вскрытии скважиной продуктивной части разреза), связано с переслаиванием пород разной зернистости: алевролитов или алевропесчаников крупно-среднезернистых (светлых) с мелкозернистыми или алевролитами глинистыми (темными). В скважинах, где вскрыты отложения врезанной долины, отмечено переслаивание мелкозернистых песчаников (светлых прослоев) с мелкозернистыми алевролитами (темными прослоями). Слойки чистых глин при детальном изучении керна не выявлены. В пользу этого утверждения свидетельствует и низкое содержание глинистых разностей во всем разрезе викуловской свиты, что подтверждается гранулометрическими, рентгеноструктурными, литологическими исследованиями шлифов и является наиболее характерной чертой осадков штормового генезиса с активным гидродинамическим режимом, при котором осадки пелитовой размерности практически отсутствуют, будучи унесенными в глубокую часть бассейна.

Первый и основной вывод из детальных седиментологических исследований керна — пачки пород представлены алевропесчаниками, алевролитами глинистыми или песчанистыми, осложненными микропереслаиванием, без участия чистых глин и аргиллитов.

Ниже показаны результаты петрофизических и пиролитических исследований, доказывающие, что при определенных условиях выделенная пачка микропереслаивающих пород представляет собой коллектор и не требует сокращения эффективной толщины за счет удаления «глинистых» слойков-неколлекторов.

Высокая степень охарактеризованности разреза викуловской свиты петрофизическими данными по керну позволила дифференцировать образцы по их принадлежности к основным литотипам и получить граничные значения пористости ($K_{п.гр}$), проницаемости ($K_{пр.гр}$) и остаточной водонасыщенности ($K_{во.гр}$) для выделения коллекторов с учетом литологической принадлежности — в выборке участвовали все типы, представляющие темные и светлые прослои. Обоснование граничных значений выполнено по сопоставлению динамической пористости ($K_{п.дин}$) с значениями коэффициентов пористости ($K_{п}$), абсолютной проницаемости ($K_{пр}$) и остаточной водонасыщенности ($K_{во}$):

$$K_{п.дин} = K_{п}(1 - K_{во} - K_{но}),$$

где $K_{но}$ — коэффициент остаточной нефтенасыщенности. Деление образцов на литотипы показало дифференциацию зависимостей $K_{п} = f(K_{п.дин})$, $K_{пр} = f(K_{п.дин})$ и граничных значений параметров для пород преимущественно алевролитового и песча-

ного состава, что соответствует пластам ВК1-3 и ВК2-3врез:

ВК1-3 (породы преимущественно алевролитового состава), $K_{п.гр} = 20,8\%$, $K_{пр.гр} = 1,3$ мД, $K_{во.гр} = 75,4\%$;

ВК2-3врез (породы преимущественно песчаного состава), $K_{п.гр} = 18\%$, $K_{пр.гр} = 2$ мД, $K_{во.гр} = 74,8\%$.

Таким образом, интервал разреза, выделенный по условию $K_{п} > K_{п.гр}$, будет коллектором, несмотря на его литотип и степень слоистости. Наличие тонкого переслаивания пород разной зернистости не служит основанием для отнесения мелкозернистых алевролитовых разностей в пачке пород к неколлектору и исключению таких слойков из эффективной толщины.

Для доказательства, что пачка выделенных микропереслаивающихся пород представляет собой коллектор при $K_{п} > K_{п.гр}$, была изучена абсолютная проницаемость в зависимости от степени слоистости образца по образцам (цилиндрам) керна стандартного размера (3 см), выпиленным параллельно и перпендикулярно напластованию. Проанализировано 432 образца из 5 скважин. Степень слоистости образца оценивали визуально с замером толщин и расчетом числа и доли темных прослоев. Выполнена градация образцов на девять классов: 1-й класс ($N=1$) — однородный образец без темных микропрослоев; 9-й класс ($N=9$) — слоистый образец с 90–95% темных микропрослоев; образцы со 2-го по 8-й класс характеризуются возрастающей микрослоистостью. Анализ показал, что породы сохраняют коллекторские свойства в двух направлениях при степенях слоистости $N=1\div 4$ (0–45% микропрослоев, средние значения проницаемости составляют: $K_{пр.гр}^{парал} = 14$ мД, $K_{пр.гр}^{перп} = 11,5$ мД), при степенях слоистости $N=5\div 6$ коллекторские свойства сохраняются при измерениях параллельно напластованию и существенно ухудшаются при измерениях перпендикулярно напластованию ($K_{пр.гр}^{парал} = 4,6$ мД, $K_{пр.гр}^{перп} = 0,3$ мД), т.е. при содержании в образце более 50% темных прослоев проницаемость становится < 1 мД в вертикальном направлении, но в горизонтальном направлении порода остается коллектором. При степени слоистости $N=7\div 9$ — 55–95% микропрослоев, порода представляет собой неколлектор при измерениях в двух направлениях ($K_{пр.гр}^{парал} = 0,3$ мД, $K_{пр.гр}^{перп} = 0,01$ мД). Распределение проницаемости с дифференциацией по степени слоистости образцов в двух направлениях представлено на рис. 2.

Наиболее обоснованные значения анизотропии проницаемости получены при замерах на образцах-кубиках керна, отобранных из интервалов разреза с разной степенью микрослоистости. Проницаемость для 7 кубиков измерена в трех направлениях: вдоль напластования (границы II и III) и поперек напластования (грань I) (рис. 3). Образцы отобраны из пласта ВК1, перемишки между пластами ВК1 и ВК2-3врез и из пласта ВК2-3врез,

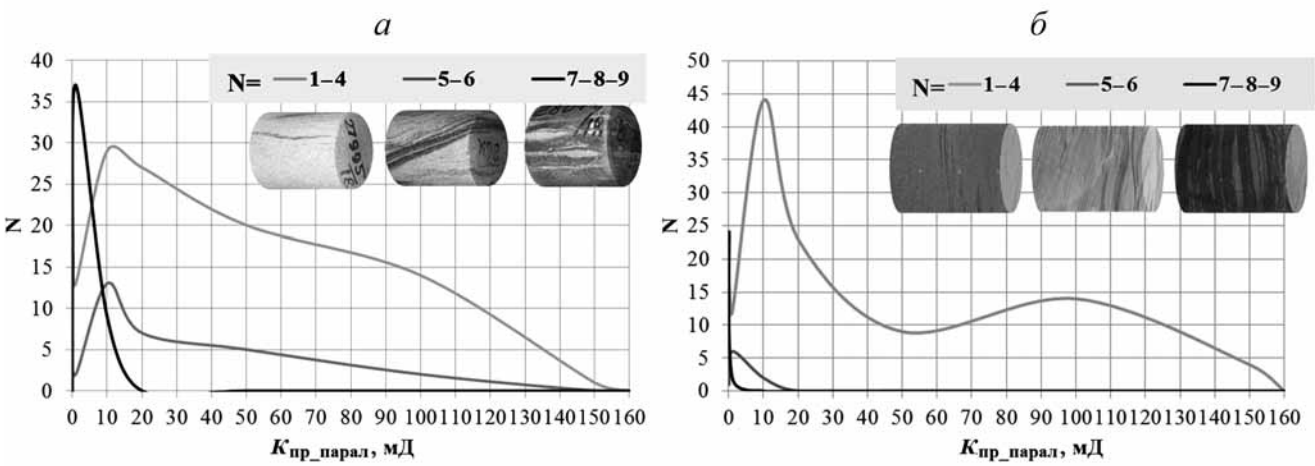


Рис. 2. Распределение проницаемости параллельно (а) и перпендикулярно (б) напластованию с градацией по степени слоистости образцов керна

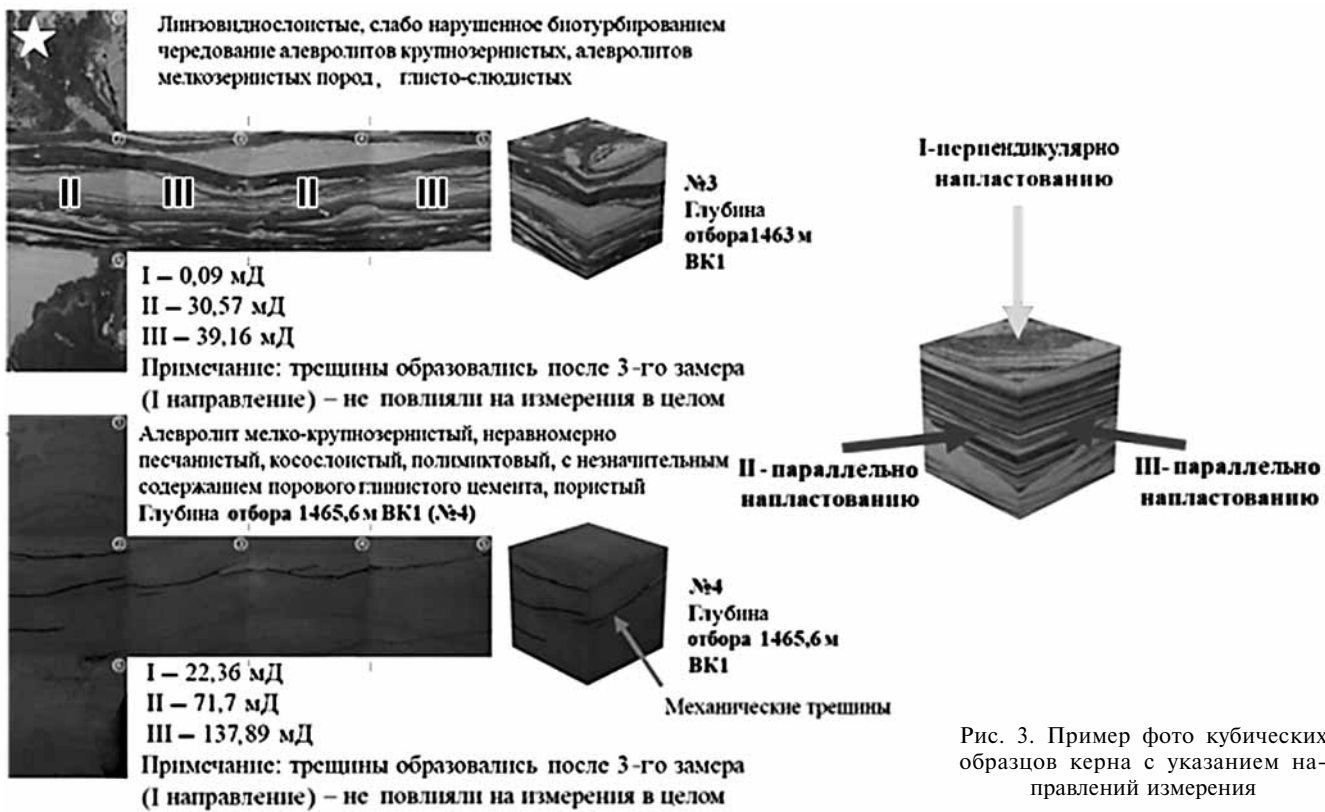


Рис. 3. Пример фото кубических образцов керна с указанием направлений измерения

Таблица 1

Результаты замеров проницаемости в трех направлениях на кубических образцах

Пласт	Номер образца	Описание породы	Глубина отбора, м	K _{пр} , мД			Коэффициент анизотропии, 001
				номер грани			
				II	III	I	
БК1	3	переслаивание крупнозернистого алевролита с мелкозернистым	1463	30,6	39,16	0,1	19,8
БК1	4	песчано-алевролитовая порода	1465,6	71,4	137,9	22,4	2,5
Перемычка	6	алевроглинистая порода	1476	1,21	1,16	0,28	2,0
БК2-3врез	1	ритмич. алевроглинистый	1477,6	1,92	1,93	0,39	2,2
БК2-3врез	5	терригенно-карбонатная порода	1479,9	0,25	0,22	0,10	1,5
БК2-3врез	2	алевропесчаная порода	1481,4	12,01	11,35	2,44	2,2
БК2-3врез	7	песчано-алевролитовая порода	1505,5	2,77	3,46	0,84	2,0

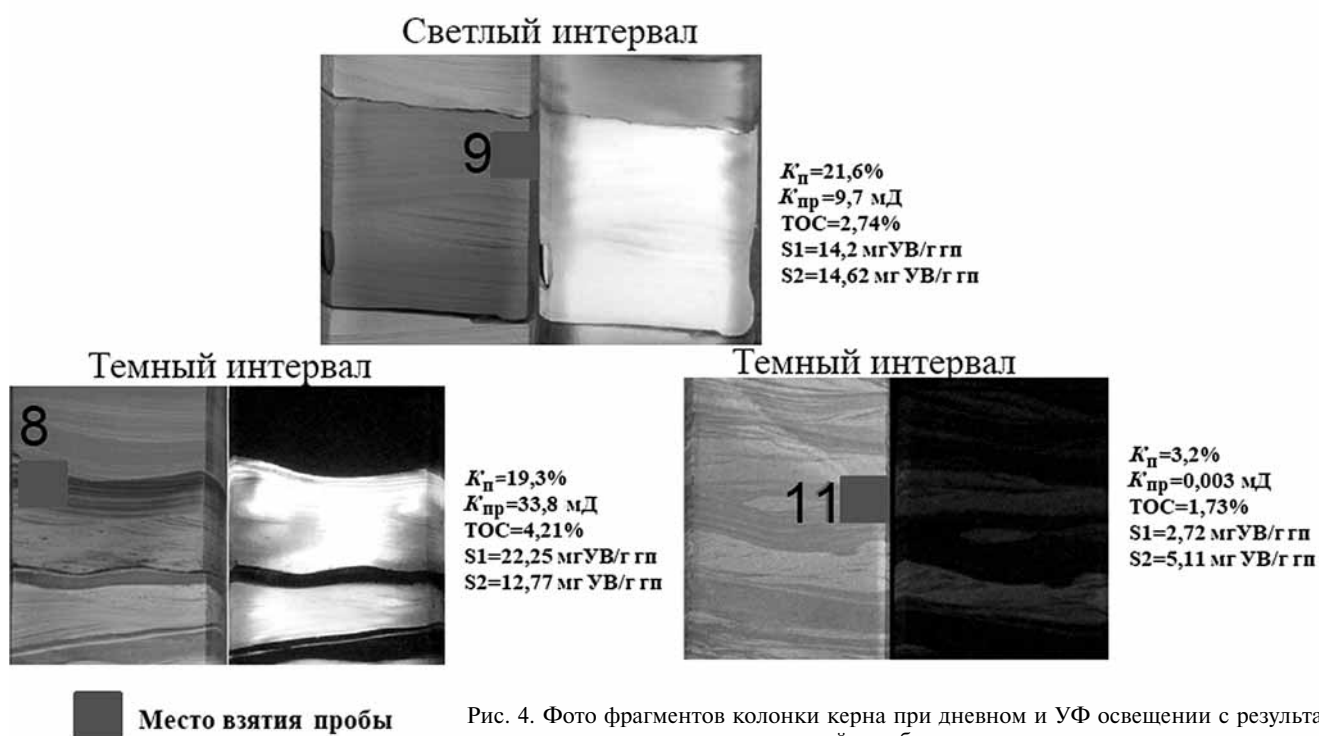


Рис. 4. Фото фрагментов колонки керна при дневном и УФ освещении с результатами пиролитических исследований на образцах из светлых и темных интервалов

т.е. представлены основные породы по условиям осадконакопления и литотипам.

Результаты замеров проницаемости на кубических образцах в трех направлениях (рис. 3, табл. 1) подтверждают ранее сделанные выводы при определениях на цилиндрических образцах в двух направлениях: даже при существенной степени слоистости порода представляет собой коллектор по проницаемости в направлении параллельно напластованию; вертикальная сообщаемость ниже, чем горизонтальная, что типично для всех терригенных пород со схожими условиями осадконакопления. Коэффициент анизотропии проницаемости 001 для образцов с микрослоистостью меняется от 1,5 (образец № 5) до 19,8 (образец № 3). Самая значительная неоднородность с $K=19,8$ относится к образцу № 3 из кровельной части пласта ВК1 — переходной от ВК1 к хантымансийским глинам. Остальные образцы имеют близкие значения коэффициента анизотропии — $K=1,5 \div 2,5$, в среднем 2,1.

Исследования проницаемости подтверждают близость свойств при измерениях параллельно и перпендикулярно напластованию: при степени слоистости до 30–40% породы представляют собой коллекторы, при 55–60% относятся к неколлекторам, при содержании 45–55% мелкозернистых алевролитовых прослоев порода остается коллектором по пористости и проницаемости при замерах по напластованию и неколлектором при замерах по вертикали.

Еще одно доказательство, того что микрослоистая пачка состоит из прослоев коллекторов с разной степенью зернистости, дают результаты пи-

ролитических исследований «светлых» и «темных» слоев по наличию в них углеводородов. Изучено 17 образцов, из которых 4 кусочка отобраны из светлых слоев с наличием свечения в УФ свете, остальные — из темных без признаков свечения. В результате пиролиза установлено, что нефть в породе, идентифицированная параметром S1, содержится в светлых и в темных слоях, т.е. все отобранные пробы содержат подвижные УВ. Это еще раз подтверждает отнесение слоев обоих типов (светящихся и темных) к коллекторам, в которых присутствует миграционная нефть (рис. 4).

Итак, мы предлагаем новую модель коллектора продуктивных отложений викуловской свиты. Породы представлены алевропесчаными, песчано-алевритовыми, алевроглинистыми разностями, неравномерно чередующимися и переслаивающимися по разрезу пластов ВК. Глинистая составляющая не образует отдельных слоев и содержится только в цементирующей части песчано-алевролитовых пород. Свойства разреза зависят от степени зернистости и преобладания того или иного литотипа. *Уточненная модель — коллектор с микрослоистой текстурной неоднородностью, обусловленной чередованием слоев алевролитов и песчаников с разной степенью зернистости.*

Основное различие в моделях — существующей и предлагаемой, что меняет подходы к интерпретации геофизических исследований в скважинах (ГИС), заключается в литологическом составе коллектора. Ранее была принята модель с переслаиванием песчаников-коллекторов и аргиллитов (глин) — неколлекторов. Нами установлено, что в разрезе викуловской свиты отсутствуют чи-

стые различия пород — песчаники и глины; выявлено, что коллектор представляет собой тонкое переслаивание разномасштабных литологических разностей: крупно-среднезернистый алеврит — мелкозернистый алеврит (или глинистый алеврит), средне-мелкозернистый алевритистый песчаник — средне-мелкозернистый алеврит и другие сочетания пород, которые являются коллекторами при соблюдении условия $K_{п.г} > K_{п.гр}$. Наличие в пачке мелкозернистых разностей закономерно ухудшает интегральные фильтрационно-емкостные свойства коллекторов, но не переводит их в неколлекторы.

Степень слоистости разреза (доля мелкозернистых разностей, $\chi_{с\text{лоя}}$) обоснована нами для каменного материала с использованием детального литологического исследования по колонкам ядра. В существующей модели доля глин ($\chi_{г\text{л}}$) оценивается по фотографиям ядра в УФ освещении, так как признак слойка глин — отсутствие интенсивного свечения. По данным пироллиза выявлено, что по этому признаку нельзя однозначно установить отсутствие проницаемых разностей. Отсутствие (или низкая интенсивность) свечения связано с уменьшением объема нефти по отношению к малому объему пор мелко-тонкозернистых темных прослоев. Несоблюдение жестких сроков между отбором ядра и фотографированием, учет размеров пор, плотности и вязкости пластовой нефти

снижают достоверность выделения коллекторов по этому признаку. В предполагаемой модели коллекторы выделяются стандартным путем по прямым качественным признакам проникновения фильтра в пласт и граничному значению пористости.

С применением новой модели коллектора (2019 г.) по опорным скважинам выполнена интерпретация результатов ГИС: выделены коллекторы, определены значения коэффициента пористости и рассчитан поровый объем нефтенасыщенных коллекторов; проведено сравнение с результатами интерпретации по существующей модели 2017 г. (рис. 5, табл. 2).

Толщина пачек коллекторов ($H_{пачки}$) существенно не изменилась — расхождение средних значений составило 1,3%. Средняя эффективная толщина $H_{пачки,ср}$ в 2017 г. составила 24,3 м, в 2019 г. — $H_{пачки,ср}=24,6$ м. Расхождение несущественное и объясняется однотипным подходом к выделению пачек коллекторов в двух работах.

Эффективная нефтенасыщенная толщина в среднем в 2017 г. ($H_{эф.н}=H_{чист.нефть}$) составляла 13 м. Нефтенасыщенная толщина пачки в 2019 г. ($H_{эф.н}=H_{пачки,нефть}$) по сравнению с 2017 г. увеличилась на 0,7 м (+5,4%) и составила 13,7 м. Увеличение не очень значительное за счет того, что для выделения пачек коллекторов в 2019 г. использованы граничные значения параметров дифференцированно по литотипам: $K_{п.гр}=20,8\%$

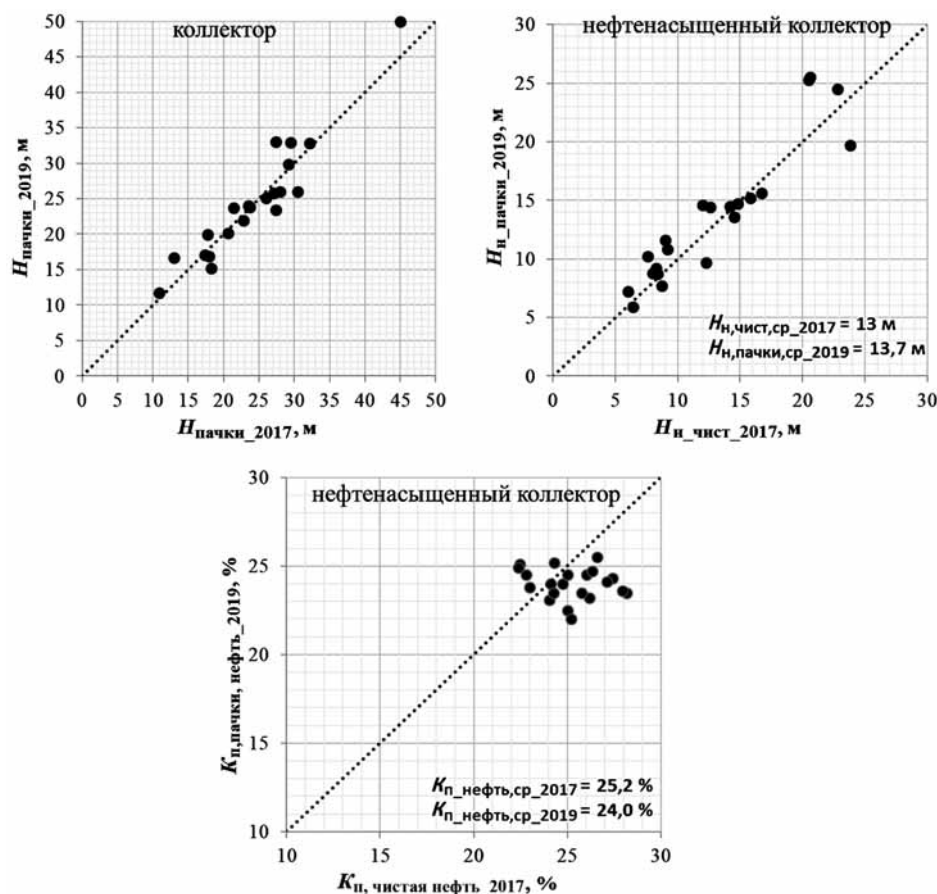


Рис. 5. Сопоставление параметров коллекторов в 2017–2019 гг. по опорной выборке скважин

Таблица 2

Сопоставление параметров по ГИС в 2017–2019 гг.

Номер скважины	2017 г.				2019 г.			
	$H_{\text{пачки}}, \text{ м}$	$H_{\text{чист.нефть}}, \text{ м}$	$K_{\text{п.чист.нефть}}, \%$	$V_{\text{п}} = H_{\text{чист.нефть}} \times K_{\text{п.чист.нефть}}$	$H_{\text{пачки}}, \text{ м}$	$H_{\text{пачки,нефть}}, \text{ м}$	$K_{\text{п.пачки,нефть}}, \%$	$V_{\text{п}} = H_{\text{пачки,нефть}} \times K_{\text{п.пачки,нефть}}$
1	10,9	6	23,0	138,0	11,7	7,2	23,8	171,4
2	29,5	22,8	25,0	570,0	32,9	24,5	22,5	551,3
3	22,8	8,3	26,0	216,0	21,9	9,2	24,5	225,4
4	18,2	15,8	22,5	354,9	15,2	15,2	25,1	381,5
5	17,7	9	27,4	246,9	19,9	11,6	24,3	281,9
6	23,5	8,7	22,4	194,8	24,0	7,7	24,9	191,7
7	13	6,4	25,0	160,0	16,7	5,9	24,5	144,6
8	23,7	14,5	26,2	379,5	23,8	13,6	23,2	315,5
9	17,9	8,4	26,3	221,2	16,9	8,7	24,7	214,9
10	20,6	14,8	28,2	416,9	20,1	14,7	23,5	345,5
11	21,4	12,6	27,1	341,6	23,7	14,4	24,1	347,0
12	30,5	14,2	24,7	351,3	26,0	14,5	24,0	348,0
13	17,3	8	25,8	206,0	17,1	8,8	23,5	206,8
14	27,4	12	24,1	289,4	33,0	14,6	24,0	350,4
15	45	20,5	26,6	544,9	50,0	25,3	25,5	645,2
16	32,2	16,7	25,2	420,9	32,8	15,6	22,0	343,2
17	26	7,6	24,0	182,6	25,1	10,2	23,1	235,6
18	27,1	9,2	22,8	209,6	25,8	10,8	24,5	264,6
19	29,2	20,6	24,3	500,2	29,9	25,5	25,2	642,6
20	28	23,8	24,3	577,7	26,0	19,7	23,5	463,0
21	27,35	12,3	27,9	343,5	23,4	9,7	23,6	228,9
Среднее	24,3	13,0	25,2	6866,0	24,6	13,7	24,0	6898,8
Расхождение:								
абсолютное	0,3				2,9	0,7	–1,2	32,9
относительное, %	1,3				13,2	5,4	–4,7	0,5

(породы преимущественно алевролитового состава), $K_{\text{п.гр}}=18\%$ (песчаные разности), а в 2017 г. установлено единое значение $K_{\text{п.гр}}$, равное 18% на весь разрез ВК. Граничное значение пористости для пород алевролитового состава возросло на 2,8%, что привело к сокращению пачек коллекторов (в основном кровельная часть пласта ВК1). За счет этого среднее значение нефтенасыщенной толщины в целом по опорным скважинам в 2019 г. возросло незначительно.

Коэффициент пористости по нефтенасыщенным коллекторам в 2017 г. ($K_{\text{п.чист.нефть}}$) в среднем в 2019 г. составил 25,2%; $K_{\text{п.пачки,нефть}}=24\%$, т.е. она абсолютно уменьшилась на 1,2%, а относительно — на 4,7%. Снижение среднего значения пористости произошло из-за принятия в 2019 г. в качестве подсчетного параметра $K_{\text{п.пачки}}$ — интегральной характеристики прослоя-коллектора, определяемого по ГИС, а в 2017 г. —

$$K_{\text{п.чист}} = (K_{\text{п.пачки}} - K_{\text{п.гл}} \cdot \chi_{\text{гл}}) / (1 - \chi_{\text{гл}}) -$$

пористость чистых слоев песчаников за исключением слоев глин.

Суммарный поровый объем нефтенасыщенных коллекторов $V_{\text{п}}$, рассчитанный как

$$(H_{\text{чист.нефть}} \cdot K_{\text{п.чист.нефть}}) \text{ в 2017 г.}$$

и

$$(H_{\text{пачки нефть}} \times K_{\text{п.пачки нефть}}) \text{ в 2019 г.,}$$

практически не изменился — увеличение составило 0,5%. Незначительное изменение порового объема связано с противоположным влиянием параметров — увеличение нефтенасыщенной толщины $H_{\text{пачки}}$ на 5,4% компенсировалось уменьшением пористости пачки на 4,7% отн.

Заключение. Скрупулезное изучение литологического состава, текстурных и структурных особенностей пород викуловской свиты позволило уточнить модель коллектора, представляющего собой микрочередование слоев-коллекторов с разными фильтрационно-емкостными свойствами.

ми. На основе новой модели оценка параметров коллекторов по ГИС будет более достоверна, что позволит подбирать наиболее адекватные и

эффективные способы воздействия на пласт для повышения нефтеотдачи и уточнения структуры остаточных запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинъшин А.В., Ефимов В.А. Проблемы описания и построения петрофизических моделей текстурно-неоднородных песчано-алеврито-глинистых коллекторов // Петрофизика сложных коллекторов: проблемы и перспективы-2014. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. С. 42–75.

Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. М.: Недра, 1978. С. 200–209.

Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Серпикова В.М. Аптский нефтеносный комплекс месторождения Каменное (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 3. С. 8–15.

Латышова М.Г., Манчева Н.В., Морозович Я.Р. Анализ результатов исследования методики анизотропии при подсчете запасов газа свиты медистых песчаников

Шебелинского месторождения // Применение методов промысловой геофизики при изучении газоносных коллекторов / Под ред. В.Н. Дахнова. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1962. С. 189–199.

Методические рекомендации по определению подсчетных параметров залежей нефти и газа по материалам геофизических исследований скважин с привлечением результатов анализов керна, опробований и испытаний продуктивных пластов / Под ред. Б.Ю. Вендельштейна, В.Ф. Козяра, Г.Г. Яценко. Калинин, 1990.

Подсчет запасов нефти и растворенного газа на основе геолого-технологической модели Красноленинского месторождения Ханты-Мансийского АО Тюменской области. М.: ОАО «ЦГЭ», 2003.

Поступила в редакцию 29.11.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 550.424: 550.4.02: 550.41: 550.42

Р.В. Фяйзуллина¹, Е.В. Кузнецов², Д.С. Салаватова³**АДСОРБЦИЯ РТУТИ ИЗ ВОДНОГО РАСТВОРА
НА СИНТЕТИЧЕСКОМ КРЕМНИЙОРГАНИЧЕСКОМ СОРБЕНТЕ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Изучена возможность применения синтетического кремнийорганического сорбента ПСТМ-3Т для адсорбционного удаления ртути из водного раствора. Исследована зависимость адсорбции ртути от pH раствора, количества адсорбента и продолжительности контакта раствора с адсорбентом. Показано, что величина адсорбции тем выше, чем выше кислотность раствора. Установлено, что процесс адсорбции ртути на сорбенте ПСТМ-3Т описывается уравнением Фрейндлиха.

Ключевые слова: адсорбция ртути, аналитика ртути, синтетический кремнийорганический сорбент ПСТМ-3Т, изотермы адсорбции, уравнение Ленгмюра, уравнение Фрейндлиха.

The possibility of synthetic silicone sorbent PSTU-3F using for the adsorption removal of mercury from an aqueous solution has been studied. The dependence of mercury adsorption on the pH of the solution, the amount of the adsorbent and the duration of the contact of the solution with the adsorbent was investigated. It was shown that the amount of adsorption is the higher, the higher the acidity of the solution. It has been established that the mercury adsorption process on the PSTU-3F sorbent is described by the Freundlich equation.

Key words: mercury adsorption, mercury analytics, synthetic silicon organic sorbent PSTU-3F, adsorption isotherms, Langmuir equation, Freundlich equation.

Введение. Ртуть и ее соединения — неотъемлемая часть окружающей среды, где они, как правило, находятся в крайне низкой концентрации. Аналитическая химия ртути заметно шагнула вперед за последние 50 лет. Однако до сих пор существуют такие природные резервуары, в которых концентрация не поддается прямому определению. В таких случаях необходимо использовать различного рода синтетические сорбенты, значительно понижающие предел обнаружения ртути. Дополнительное преимущество их использования заключается в возможности транспортировки накопленной на сорбенте ртути от места отбора непосредственно к месту измерения, т.е. в оснащенную аналитическую лабораторию.

В районах с повышенной антропогенной нагрузкой особо остро стоит другая проблема, связанная с повышенной концентрацией этого элемента. Множество данных об отрицательном воздействии ртути на окружающую среду, в том числе наших [Fiaizullina et al., 2017; Фяйзуллина и др., 2018], свидетельствует о необходимости очистки промышленных и сточных вод. При отсутствии контроля и надежных защитных устройств ртуть поступает в почву, поверхностные и подземные воды, донные осадки, крайне негативно

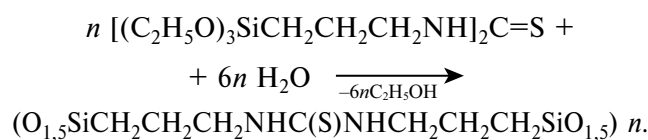
воздействуя на окружающую среду. В частности, поступая в водную экосистему, ртуть аккумулируется и трансформируется в каждом последующем звене пищевой цепи, достигая максимального содержания на ее вершине. Анализ существующих методов очистки природных и сточных вод от тяжелых металлов показал, что один из перспективных методов — сорбционный. На роль сорбента, способного обеспечить решение этих двух диаметрально противоположных по сути проблем, подходит синтетический сорбент ПСТМ-3Т. Таким образом, цель нашей работы — изучение адсорбционных свойств кремнийорганического сорбента ПСТМ-3Т в отношении ионов ртути (II).

Материалы и методы исследований. Описание сорбента. Сорбент ПСТМ-3 синтезирован группой ученых из Института химии имени А.Е. Фаворского СО РАН под руководством акад. М.Г. Воронкова. Сорбент представляет собой пространственно-сшитый кремнийорганический полимер с тиокарбамидными группами — поли[N, N'-бис(3-силесквиоксанилпропил)тиокарбамид] (ПСТМ-3), получаемый гидролитической поликонденсацией N, N'-бис(3-триэтоксисилилпропил)тиокарбамида в водной среде при 90–100 °С [Воронков и др., 1991]:

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ассистент; *e-mail:* fiaizullina@geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, магистрант; *e-mail:* skiff727@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, студентка; *e-mail:* salavatova-jamilya2012@yandex.ru



Его отличительная особенность — повышенные термическая и химическая стабильности, позволяющие использовать его в агрессивных средах. Высокая химическая стабильность позволяет этому сорбенту функционировать в широком диапазоне кислотности среды — от 12 pH до сильных концентрированных кислот [Васильева и др., 2010]. Взаимосвязь сорбента с элементами в зависимости от кислотности среды осуществляется посредством комплексообразования, катионного или анионного обмена, кроме того, он может проявлять свойства редоксита [Воронков и др., 1991]. Нами изучена тонкая модификация сорбента ПСТМ-3 с размером зерен 0,7–0,15 мм — ПСТМ-3Т. Непосредственно перед началом экспериментов для удаления физически сорбированной ртути из воздуха сорбент выдерживали в сушильном шкафу («SNOL» 58/350, Литва) в течение 15 ч. при температуре 70 °С.

Аппаратура и реактивы. В качестве емкостей для экспериментальных проб использованы пробирки из полипропилена (PP) («SARSTEDT», Германия) объемом 50 мл и тefлоновые бюксы («VitLab», Германия), отвечающие необходимым характеристикам для хранения разбавленных проб [Лапердина, 2000].

Источником ионов ртути (II) служил ГСО 9К-1, представляющий собой водный раствор ртути азотнокислой с концентрацией 0,964 г/дм³ (±1%) (молярная концентрация кислоты в стандартном образце (СО) составляет 0,1 моль/дм³). Фильтрация проб проводилась через ацетат-целлюлозную мембрану (АЦМ) («Владипор», Россия) с размером пор 0,45 мкм. Для измерения равновесных концентраций ртути использовали метод «холодного пара» с атомно-абсорбционным окончанием на универсальном комплексе ртутетрическом УКР-1МЦ [Мухамадиярова, Смирнова, 2014] с приставкой ПАР-3м («ЭкОН», Москва). Восстановителем служил 1%-ный раствор борогидрида натрия квалификации «особо чистый» («ос.ч.») («Merck», Германия) в 1%-ном растворе щелочи натрия квалификации «химически чистый» («х.ч.») («Химмед», Москва). Концентрацию адсорбированной ртути определяли по разнице значений концентрации в растворах по формуле:

$$G_i = \frac{(C - C_i) \cdot m_{\text{раств.}}}{m_{\text{сорбента}}}, \quad (1)$$

где G_i — величина адсорбции, нг/г; C и C_i — исходная и равновесная концентрация ионов металла в растворе соответственно, нг/г; $m_{\text{раств.}}$ — масса раствора, г; $m_{\text{сорбента}}$ — масса сорбента, г. Степень

извлечения (полноту удаления) E (%) ртути из растворов определяли по формуле:

$$E = \frac{(C - C_i)}{C} \cdot 100\%. \quad (2)$$

Необходимое значение pH достигалось с помощью концентрированной азотной кислоты квалификации «ос.ч.» («Химмед», Москва). В одной из кинетических серий для перемешивания экспериментальных растворов использовали шейкер «OrbitalShakerOS-20» («BioSan», Латвия). В качестве pH-электрода использовали комбинированный стеклянный электрод «ЭСК-10601» («Эконикс-Эксперт», Москва). Все навески брали на весах AG204 DeltaRange («MettlerToledo», Швейцария) с точностью до 0,0001 г.

Методика экспериментов. Для изучения влияния pH на адсорбцию ртути в пробирки объемом 50 мл помещали навеску сорбента массой $10 \pm 0,67$ мг. Затем готовили экспериментальные растворы таким образом, чтобы объем растворов составил 30 мл, концентрация ртути — 10 мг/л, а pH растворов задавали в интервале от –0,9 до 7,6 с помощью азотной кислоты и гидроксида натрия. Время экспозиции составило одну неделю. За время эксперимента пробы перемешивали вручную 3 раза в течение 2 мин. После снятия каждую пробу тут же фильтровали, затем ее разбавляли, а затем определяли в ней остаточную концентрацию ионов ртути. Кроме того, в каждой экспериментальной пробе обязательно контролировали pH.

Для изучения кинетики адсорбции на ПСТМ-3Т выполнены две серии экспериментов: с использованием шейкера для постоянного перемешивания растворов и без него (с дополнительной серией с увеличенным временем экспозиции). Для всех серий взяли одинаковые навески сорбента, которые составили $50 \pm 0,56$ мг, их помещали в пробирки объемом 50 см³. Далее готовили экспериментальные растворы таким образом, чтобы объем растворов составил 50 мл, концентрация ртути — 300 мкг/л, а pH растворов соответствовал 3М HNO₃. Сразу после приготовления растворов первой серии их помещали в шейкер на 220 оборотов в минуту, что обеспечивало их непрерывное перемешивание.

Эксперименты второй серии проводили в статических условиях (без активного перемешивания) — растворы перемешивали лишь сразу после их приготовления. Снятие проб проводили через временные интервалы в 2,5; 5; 10; 20; 40; 80 и 160 мин. Для серии с увеличенным временем экспозиции временные интервалы составили 0,5; 1, 2, 4, 8, 24, 48, 168 ч. После снятия все пробы фильтровали в тот же день, затем определяли остаточную концентрацию ионов ртути и оценивали полноту удаления ртути из растворов. Для контроля и учета потерь ртути (II) из раствора в ходе эксперимента, не связанных с адсорбцией

на исследуемом сорбенте (адсорбция на посуде, частичное восстановление ртути), сделана контрольная холостая проба без ПСТМ-3Т со временем экспозиции 7 сут.

Для изучения изотерм адсорбции ртути в пробирки объемом 50 мл брали навески сорбента по $30 \pm 0,19$ мг для каждой пробы. Затем готовили экспериментальные растворы таким образом, чтобы их объем составил 50 мл, концентрация ртути варьировала от 100 мкг/л до 10 мг/л, а pH растворов соответствовал 3М HNO_3 . Время экспозиции составило 7 сут. За время эксперимента пробы перемешивали вручную 3 раза в течение 2 мин. После снятия каждую пробу сразу же фильтровали, затем разбавляли ее и определяли остаточную концентрацию ионов ртути в ней. Температура воздуха в лаборатории на протяжении всех экспериментов составляла $24,5 \pm 1,5$ °С.

Результаты исследований и их обсуждение.

Влияние pH. Кислотность раствора — один из важнейших параметров, контролирующих поглощение тяжелых металлов. В случае с ПСТМ-3Т нами показано, что процесс адсорбции ртути наиболее значим в области низких значений pH (рис. 1).

Теоретически ионы ртути (II) в растворе существуют в виде разных частиц в зависимости от pH раствора. На рис. 2 приведена диаграмма распределения частиц ртути (II), которая рассчитана на основе литературных данных [Назаренко и др., 1979; Kónya, Nagy, 2011; Anbia, Amirmahmoodi, 2016] по константам стабильности для $\text{Hg}(\text{OH})^+$, $\text{Hg}(\text{OH})_2^0$ и $\text{Hg}(\text{OH})_3^-$ и общей концентрации ионов ртути $1 \cdot 10^{-4}$ моль/л. Исходя из этого такая зависимость (рис. 1) объясняется доминированием катионной формы двухвалентной ртути Hg^{2+} в области сильноокислых растворов. Также отметим, что $\text{pH}_{\text{ТНЗ}}$ (точки нулевого заряда), вероятно, находится в близонейтральной среде, и сорбент ПСТМ-3Т в изучаемой нами области представляет собой катионит, т.е. заряжен отрицательно. Поэтому в образовании двойного электрического слоя участвуют катионы Hg^{2+} , занимающие в результате конкурирующей адсорбции абсолютное большинство адсорбционных центров.

Снижение количества адсорбированного вещества при смещении в близонейтральную и слабощелочную зоны связано с понижением концентрации частиц Hg^{2+} , а в области pH 3 расположена изоэлектрическая точка, в которой происходит смена доминирующей формы: повышается концентрация гидроксида ртути $\text{Hg}(\text{OH})_2^0$, не имеющего

заряда и, следовательно, не способного сорбироваться на отрицательно заряженную поверхность сорбента. Нами также экспериментально установлено, что с увеличением количества сорбента в растворе кислотность последнего сдвигается в более щелочную область (рис. 3). Это можно объяснить образованием двойного электрического слоя из отрицательно заряженной поверхности сорбента и притянутыми ею положительно заряженными протонами. Совершенно очевидно, что с возрастанием количества сорбента в растворе возрастает и адсорбция за счет увеличения сорбирующей поверхности. Следовательно, за счет повышения содержания в растворе групп OH^- pH смещается в щелочную область.

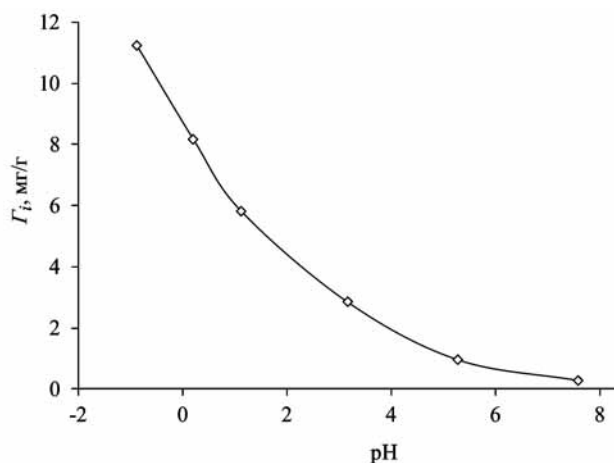


Рис. 1. Влияние pH раствора на адсорбцию ртути (II)

Кинетика адсорбции. На рис. 4 представлены кривые зависимости адсорбции ионов ртути от времени контакта с адсорбентом. На графике видно, что удаление ртути (II) из раствора происходит в первые минуты, и уже тогда полнота удаления достигает более 80%, что, скорее всего, связано с наибольшим количеством доступных адсорбционных центров на поверхности сорбента в начале

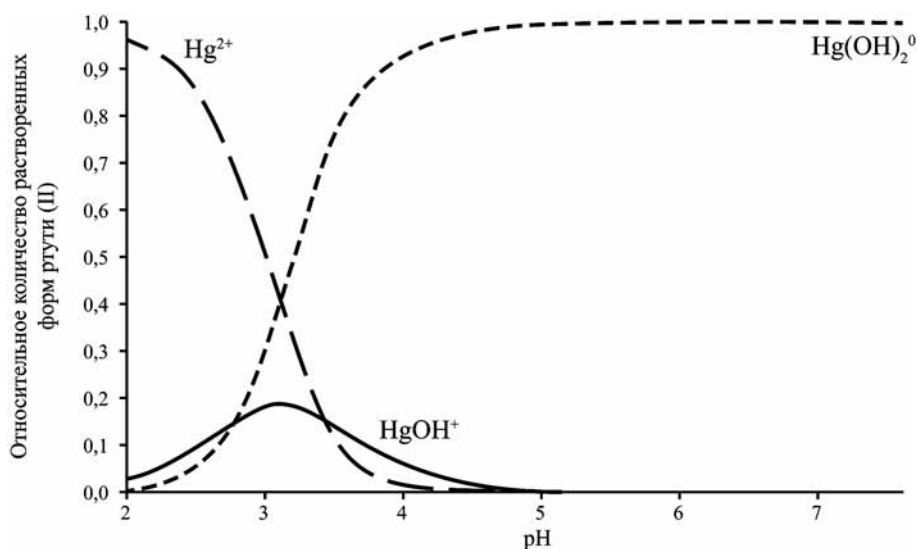


Рис. 2. Формы ртути (II) в растворе в зависимости от pH

процесса, причем этот процесс идет быстрее при интенсивном перемешивании, что хорошо видно на графике.

Постепенно число свободных поверхностных центров снижается, интенсивность поглощения определяется скоростью, с которой адсорбат переходит от адсорбционных центров у поверхности к тем, которые расположены в порах адсорбента. С увеличением времени контакта адсорбция растет, и уже через 20 мин. процесс достигает равновесия при постоянном перемешивании, а через 40 мин. — без перемешивания, после чего количество сорбированных ионов Hg^{2+} остается постоянным, при этом полнота удаления ртути из раствора достигает 97%.

В статической серии (без перемешивания) мы не ограничились временем экспозиции в 160 мин., а увеличили его вплоть до 14 сут. За это время существенные изменения не отмечены.

Отметим, что в контрольной холостой пробе аналитически значимые изменения концентрации ртути не наблюдали.

Изотермы адсорбции. Анализ изотерм адсорбции позволяет установить особенности процесса, оценить целесообразность практического использования сорбента для поглощения каких-либо веществ. Для поиска адекватной модели, описывающей особенности изучаемой системы и согласующейся с полученными результатами в эксперименте, нами рассмотрены уравнения Ленгмюра и Фрейндлиха. Уравнение Ленгмюра [Langmuir, 1916] широко используют для описания экспериментальных изотерм адсорбции:

$$\Gamma_i = \Gamma^\infty \frac{K_L C_i}{1 + (K_L C_i)}, \quad (3)$$

где K_L — константа равновесия процесса взаимодействия адсорбата с адсорбентом (константа Ленгмюра). Линейная форма уравнения Ленгмюра удобна для анализа экспериментальных изотерм адсорбции, и линеаризовать его можно несколькими способами [Foo, Nameed, 2010]. Мы использовали следующую форму уравнения:

$$\frac{1}{\Gamma_i} = \frac{1}{\Gamma^\infty K_L} \cdot \frac{1}{C_i} + \frac{1}{\Gamma^\infty}. \quad (4)$$

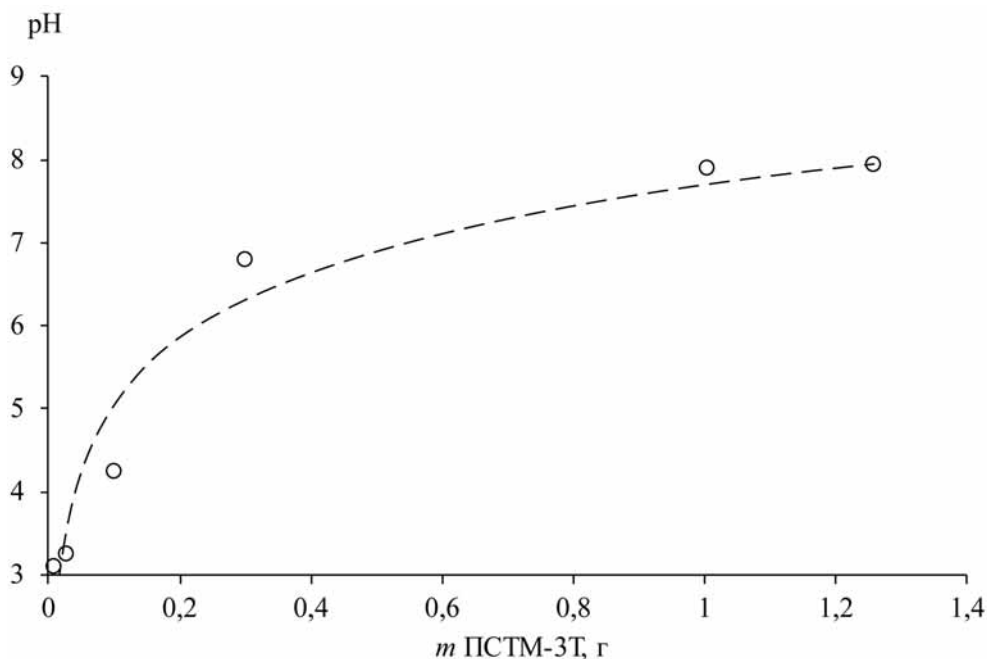


Рис. 3. Влияние количества сорбента на pH раствора

Уравнение Фрейндлиха [Freundlich, 1906] основано на том, что количество адсорбированного вещества часто возрастает не пропорционально его концентрации в растворе, а значительно медленнее, пропорционально корню n -й степени из концентрации раствора:

$$\Gamma_i = K_F C_i^{\frac{1}{n}}, \quad (5)$$

где K_F — константа Фрейндлиха, $1/n$ — коэффициент неоднородности поверхности. Это уравнение хорошо описывает экспериментальные изотермы адсорбции в области средних заполнений в случае экспоненциального распределения неоднородностей поверхности адсорбента. Уравнение Фрейндлиха чаще применяется в логарифмической форме

$$\ln \Gamma_i = \ln K_F + \frac{1}{n} \ln C_i \quad (6)$$

и позволяет графически определить постоянные параметры K_F и n [Foo, Nameed, 2010].

В результате экспериментальная изотерма адсорбции проанализирована с помощью вышеупомянутых уравнений. На рис. 5 изображены экспериментальная изотерма и изотерма, рассчитанная с помощью уравнения Фрейндлиха. Параметры изотерм адсорбции, рассчитанные по моделям Ленгмюра и Фрейндлиха, приведены в таблице.

Параметры изотерм адсорбции, рассчитанные по двум разным моделям

Изотерма	Параметр	Значение	R^2
Ленгмюра	Γ^∞ , мг/г	5,57	0,9817
	K_L	0,0082	
Фрейндлиха	n	1,508	0,9932
	K_F	0,1025	

Показано, что наиболее точно изученный процесс адсорбции описывается уравнением Фрейндлиха, о чем свидетельствует высокое значение R^2 и что наглядно показано на рис. 5. Величина предельной адсорбции (Γ^∞), полученная из уравнения Ленгмюра, соответствующая 5,57 мг/г (таблица), не соответствует действительности — она заметно занижена, что говорит о неприменимости теории мономолекулярной адсорбции в случае с выбранным нами сорбентом.

Заключение. Исследования показали, что величина адсорбции ртути на сорбенте ПСТМ-3Т тем выше, чем выше величина кислотности, т.е. максимальная сорбция протекает в сильноокислой области pH. Это обусловлено абсолютным доминированием катионной формы двухвалентной ртути (Hg^{2+}) и отрицательным зарядом поверхности сорбента. Увеличение массы сорбента существенно влияет на смещение pH растворов в более щелочную область, что необходимо учитывать при работе с природными водами. Уравнение Фрейндлиха наиболее точно описывает процесс адсорбции ртути на кремнийорганическом сорбенте ПСТМ-3Т. Показано, что сорбент ПСТМ-3Т эффективно поглощает ионы ртути (II), его можно применять как в аналитических целях, так и в качестве поглощающего материала промышленных фильтрующих модулей для очистки загрязненных ртутью вод.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры геохимии А.Ю. Быч-

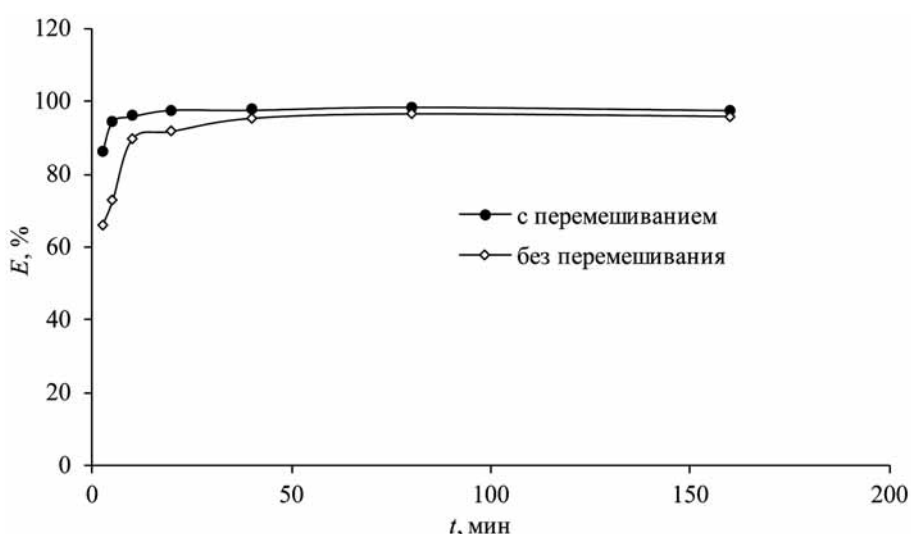


Рис. 4. Графики зависимости полноты удаления ртути (II) из раствора от времени контакта с сорбентом ПСТМ-3Т

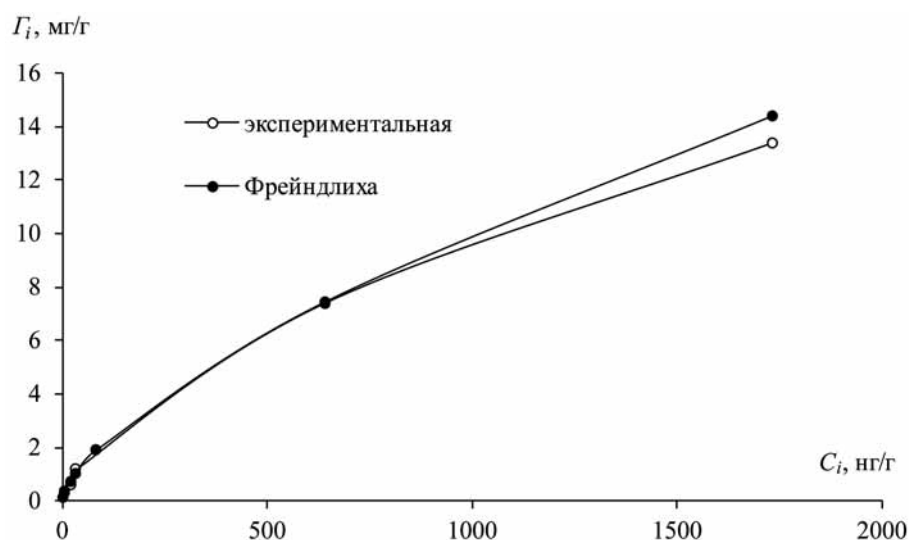


Рис. 5. Изотермы адсорбции ртути на сорбенте ПСТМ-3Т

кову, Ю.В. Алехину и Д.А. Бычкову за внимание к настоящей работе и ценные замечания.

Финансирование. Экспериментальная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01055), обработка данных — при поддержке гранта РНФ (проект № 19-17-00200).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронков М.Г., Власова Н.Н., Пожидаяев Ю.Н. и др. Высокоэффективный комплексит и амфолит — поли[N,N'-бис(силесквиоксанипропил)тиокарбамид] // Докл. РАН. 1991. Т. 320, № 3. С. 658–662.
- Васильева И.Е., Пожидаяев Ю.Н., Власова Н.Н. и др. Сорбционно-атомно-эмиссионное определение золота, платины и палладия в горных породах и рудах с использованием сорбента ПСТМ-3Т // Аналитика и контроль. 2010. Т. 14, № 1. С. 16–24.
- Лапердина Т.Г. Определение ртути в природных водах. Новосибирск: Наука, 2000. 222 с.

- Мухамадиярова Р.В., Смирнова А.С. Определение ртути в природных твердых пробах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 1. С. 43–47.
- Назаренко В.А., Антонович В.П., Невская Е.М. Гидролиз ионов металлов в разбавленных растворах. М.: Атомиздат, 1979. 192 с.
- Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., Салаватова Д.С. Адсорбционное равновесие в системе «ртуть (II) — бентонит» // Тр. XXII Междунар. науч. симпоз. имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр». Т. 1. Секция 9. Томск: ТПУ, 2018. С. 865–866.

Anbia M., Amirmahmoodi S. Removal of Hg (II) and Mn (II) from aqueous solution using nanoporous carbon impregnated with surfactants // Arab. J. Chemistry. 2016. Vol. 9. P. 319–325.

Fiaizullina R.V., Makarova M.A., Abrosimova N.A. The possibility of wastewater treatment of heavy metals by natural sorbents // Proceed. of 17 internat. multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017. Vol. 52 of Soils, Forest ecosystems. Bulgaria, STEF92. Sofia, 2017. P. 1027–1034.

Foo K.Y., Hameed B.H. Insights into the modeling of adsorption isotherm systems // Chem. Engineering J. 2010. N 156. P. 2–10.

Freundlich H.M.F. Over the adsorption in solution // J. Phys. Chemistry. 1906. Vol. 57A. P. 385–470.

Kónya J., Nagy N.M. Sorption of dissolved mercury (II) species on calcium-montmorillonite: an unusual pH dependence of sorption process // J. Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2011. Vol. 288. P. 447–454.

Langmuir I. The constitution and fundamental properties of solids and liquids // J. Amer. Chem. Soc. 1916. Vol. 38, N 11. P. 2221–2295.

Поступила в редакцию 23.10.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 549.623.5

Т.А. Гвозденко¹, И.А. Бакшеев², Е.И. Герасимова³, Д.А. Ханин⁴,
М.В. Червяковская⁵, В.О. Япаскурт⁶

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЛИТИЕВЫХ СЛЮД ИЗ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ МУРЗИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Государственный геологический музей имени В.И. Вернадского РАН, 125009, Москва, ул. Моховая, д. 11, стр. 11

ФГБУН Институт экспериментальной минералогии имени Д.С. Коржинского РАН,

142432, Московская область, Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4

ФГБУН Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УРО РАН,

620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Vernadsky State Geological Museum RAS, 125009, Moscow, Mokhovaya str., 11, korp. 11

Institute of Experimental Mineralogy RAS, 142432, Moscow district, Chernogolovka, Akademika Ossipyan, str. 4

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 620016, Ekaterinburg, Akademika Vonsovskogo str., 15

Изученные образцы слюд из гранитных пегматитов копей Мокруша и Министерская Мурзинского массива на Среднем Урале представлены полилитионитом, соколоваитом, трилитионитом, Li-содержащими мусковитом и промежуточным членом ряда аннит–флогопит. В светлых слюдах из обеих копей отмечены нехарактерные для них хром и магний, что свидетельствует о контаминации пегматитов веществом вмещающих пород. Низкие значения отношения K/Rb и отношения Ta/Nb определяют высокую степень дифференциации пегматитов из обеих копей.

Ключевые слова: Li-содержащие слюды, гранитные пегматиты, Мурзинский гранитный массив, Средний Урал.

Mica samples from granitic pegmatites of Mokrusha and Ministerskaya mines, Murzinka pluton, Central Urals are polyolithionite, sokolovaite, trilithionite, Li-bearing muscovite, and annite–phlogopite series. Chromium and magnesium, uncommon elements for light mica are detected in samples from both mines, indicates host-rock contamination of pegmatites. The low values K/Rb ratio and Ta/Nb ratio define a very high degree of pegmatite differentiation of both mines.

Key words: Li-bearing micas, granitic pegmatite, Murzinka granitic pluton, Central Urals.

Введение. Слюды — типичные породообразующие минералы гранитных пегматитов. Изменения содержания Cs, Rb, Li, Ta, Nb и F в них — важнейшие индикаторы физико-химических условий образования пегматитов и эволюции пегматитовых систем. Для оценки степени дифференциации пегматитов весьма информативно отношение K/Rb в слюдах, постепенно уменьшающееся по мере кристаллизации пегматитов, а также отношение Ta/Nb в этих минералах, где преобладание Ta на заключительных этапах пегматитообразования свидетельствует об их дифференциации [Ros-

ing-Schow et al., 2018; Van Lichtervelde et al., 2008; Roda-Robles et al., 2006; Černý et al., 1985].

Мурзинские копи, известные с XVII в., насчитывают более 250 пегматитовых тел с редкометалльной минерализацией и самоцветами (турмалин, топаз, берилл, аметист). Последние литературные данные о минералогии копей относятся к концу прошлого века. В геологической литературе есть ряд работ, посвященных копи Мокруша [Ферштатер и др., 2018; Канонеров и др., 2000; Гурков, 2000; Попов и др., 1999; Смертенко и др. 1980]. Остальные копи, в том числе Мини-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, аспирант, Государственный геологический музей имени В.И. Вернадского РАН, геммолог; e-mail: t.gvozdenco@sgm.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: baksheev@geol.msu.ru

³ Государственный геологический музей имени В.И. Вернадского РАН, зав. геммолого-минералогической лабораторией, канд. геол.-минер. н.; e-mail: gem@sgm.ru

⁴ ФГБУН Институт экспериментальной минералогии имени Д.С. Коржинского РАН, науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, техник, канд. геол.-минер. н.; e-mail: mamontenok49@yandex.ru

⁵ Институт геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, лаборатория физических и химических методов исследования, мл. науч. с.; e-mail: zaitseva.mvl991@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: yvo72@geol.msu.ru

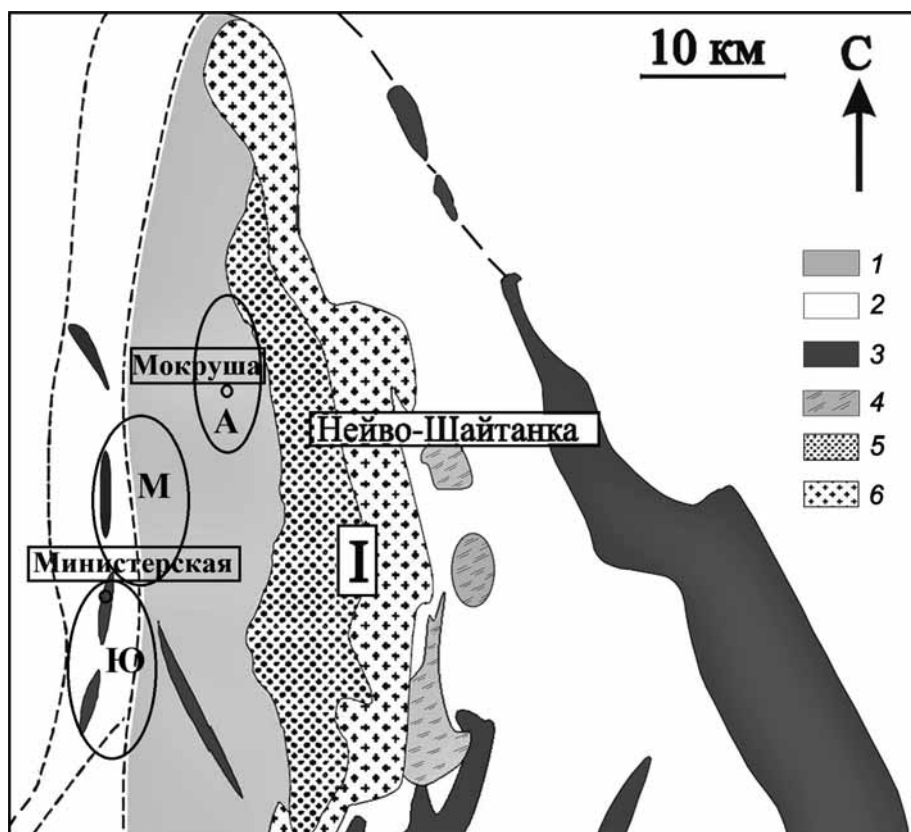


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Мурзинского гранитного массива (I): (упрощенная и дополненная, по [Ферштатер и др., 2018]): 1 — породы мурзинско-аудуйского метаморфического комплекса, 2 — силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы, 3 — серпентиниты, 4 — каменноугольные тоналиты, 5 — биотитовые граниты, 6 — двуслюдяные граниты; А — Алабашское пегматитовое поле, М — Мурзинское пегматитовое поле, Ю — Южаковское пегматитовое поле

стерская, исследованы гораздо хуже [Канонеров и др., 2000; Попов и др., 1999; Таланцев, 1988].

Среди минералов группы слюд в пегматитах отмечены аннит, сидерофиллит, флогопит, трилитионит, масутомилит, мусковит и вермикулит [Канонеров и др., 2000]. Однако сведения о химическом составе этих минералов практически отсутствуют.

Цель нашей работы — оценка эволюции пегматитовых систем на основе данных о химическом составе литевых слюд из гранитных пегматитов копей Мокруша и Министерская, расположенных в западном экзоконтакте Мурзинского гранитного массива примерно в 15 км одна от другой.

Геологическое строение. Мурзинский гранитный массив расположен в пределах Мурзинско-Аудуйского антиклинория в 100 км на север от г. Екатеринбург (рис. 1). Массив протягивается в субмеридиональном направлении примерно на 60 км при средней ширине около 10 км. По данным работы [Ферштатер и др., 2018], массив сложен гранитами двух типов — ватихским на западе и мурзинским на востоке, отличающимися по минеральному составу. Изотопный возраст этих гранитов, установленный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом по циркону и Rb-Sr — по породе, определен в 254 ± 5 млн лет [Montero et al., 2000]. В подошве массива находятся жилы гранитных пегматитов, залегающих в пара- и ортогнейсах протерозойского мурзинско-аудуйского метаморфического комплекса. В надкровлевой части массива залегают редкометалльные пегматиты, прорывающие

вулканогенно-осадочные и осадочные породы силурийско-девонского возраста. Граниты, прорывающие метаморфический комплекс западнее Мурзинского массива, обособлены в отдельный южаковский тип [Ферштатер и др., 2018].

Гранитные пегматиты, сопряженные с Мурзинским массивом, объединяются в Алабашское, Мурзинское и Южаковское пегматитовые поля, в пределах которых существует около 200 пегматитовых копей [Канонеров и др., 2000].

Копь Мокруша — одна из самых крупных и наиболее изученных среди Мурзинских копей. Жила расположена на 8 км севернее с. Мурзинка в пределах Алабашского пегматитового поля (рис. 1). Жила простирается в субмеридиональном направлении, прорывая вмещающие гнейсы. Длина жилы по простираению около 500 м, ширина 60–150 м при мощности от 2 до 14 м в разных частях. По результатам разведки и разработки жилы данные о ее строении постоянно изменялись и дополнялись [Гурков, 2000; Попов и др., 1999]. Согласно работе [Гурков, 2000], жила характеризуется плащеобразной формой, образуя синклиналию складку, осложненную во многих участках флексурообразными перегибами, пережимами, раздувами, куполовидными поднятиями и выклинивающейся на глубине 50–80 м. В жиле выделены следующие зоны: крупнографический пегматит около контакта с вмещающими породами; гранит-пегматит, разделенный грубографическим пегматитом, отмеченный в лежачем боку (в висячем боку гранит-пегматит не установлен);

мелкографический пегматит; аплит; пегматит сферолитовой структуры и друзовые полости. Породообразующие минералы представлены полевым шпатом, кварцем и слюдами, наиболее часто встречающиеся второстепенные — топазом, турмалином, гранатом и бериллом [Гурков, 2000; Попов и др., 1999].

Копь Министерская находится на правом берегу р. Анабарка, на 5 км южнее дер. Сарапулка в пределах Южакского пегматитового поля (рис. 1). Пегматитовая жила имеет пластинообразную форму, простирается на 100 м в длину при мощности 3–5 м, залегает в серпентинитах. Главные минералы жилы — полевой шпат и кварц, срastaющиеся в письменный гранит. Копь известна благодаря находкам друз с рубеллитом, лепидолитом, родицитом и кордиеритом [Канонеров и др., 2000; Таланцев, 1988; Ферсман, 1962].

Материалы и методы исследования. Исследовано 23 образца слюд из гранитных пегматитов копей Мокруша (12 обр.) и Министерская (11 обр., включая 2 образца темных слюд), предоставленных И.В. Пековым.

Слюды из пегматитов копи Мокруша образуют светло-серые, светло-розовые до фиолетовых, иногда зональные по окраске (от розового цвета в периферийной части к светло-серому в центральной), пластинчатые и таблитчатые, нередко псевдогексагональные кристаллы размером до 2,5 см в поперечнике.

Слюды из пегматитов копи Министерская представлены светло-фиолетовыми пластинчатыми и мелкочешуйчатыми агрегатами размером до 2,2 см в поперечнике. Темные слюды образуют «мечевидные» зеленовато-коричневые кристаллы до 1–2 см в длину (рис. 2).

Макроскопические и микроскопические исследования выполнены в геммолого-минералогической лаборатории ГГМ РАН с помощью оптического микроскопа GM-168 («Motic», Гонконг), снабженного цифровой камерой и компьютером.

Рентгеноспектральный микроанализ проведен в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с помощью

сканирующего электронного микроскопа JSM-6480LV («Jeol», Япония) с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенного измерителем тока электронного зонда и энергодисперсионным спектрометром X-MaxN-50 («Oxford Instruments Ltd.», Великобритания) со сверхтонким окном детектора и площадью активной зоны кристалла 10 мм². Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на образце $0,7 \pm 0,05$ нА. В качестве стандартных образцов сравнения использовали диопсид (Mg, Si), флюорит (F), галит (Na), роговую обманку (Al), калиевый полевой шпат (K), клинопироксен (Ca), Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Zn — для соответствующих элементов, а также $\text{Rb}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ (Rb) и $\text{Cs}_2\text{Nb}_4\text{O}_{11}$ (Cs). Относительная погрешность измерения не превышала 0,3 масс. %.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) выполнена с помощью масс-спектрометра NexION 300S («PerkinElmer», США) с приставкой NWR213 (ESI) для лазерного пробоотбора в Институте геологии и геохимии имени А.Н. Заварицкого УРО РАН. Условия съемки: энергия лазерного излучения 10,5–11,5 Дж/см², частота повторений импульсов 10 Гц, диаметр кратера 50 мкм, расход транспортирующего потока He 400 мл/мин, время работы лазера 50 с, время прогрева лазера перед измерением 20 с. Полученные результаты обработаны в программе GLITTER V4.4. Внутренний стандарт — SiO_2 , внешний первичный стандарт — стекло NIST SRM 610, вторичный — стекло NIST SRM 612. Анализ проводился с замером эталона через каждые 10–12 измерений. Погрешность анализа не превышала 10%.

Расчет формул. Эмпирические формулы слюд рассчитывались на 22 атома (O, OH, F) по [Rosing-Schow et al., 2018]. Содержание Li_2O рассчитано по результатам ЛА-ИСП-МС, а также по данным рентгеноспектрального микроанализа с помощью нескольких способов, описанных в работе [Tischendorf et al., 1997]: для триоктаэдрических слюд — $(0,289\text{SiO}_2) - 9,658$; $(0,697\text{F}) + 1,026$; $(2,7/(0,35 + \text{MgO})) - 0,13$ и $155\text{MgO}^{-3,1}$, для диоктаэдрических слюд — $0,3935\text{F}^{1,326}$ и $1,579\text{Rb}_2\text{O}^{1,45}$. Содержание H_2O рассчитано по стехиометрии.

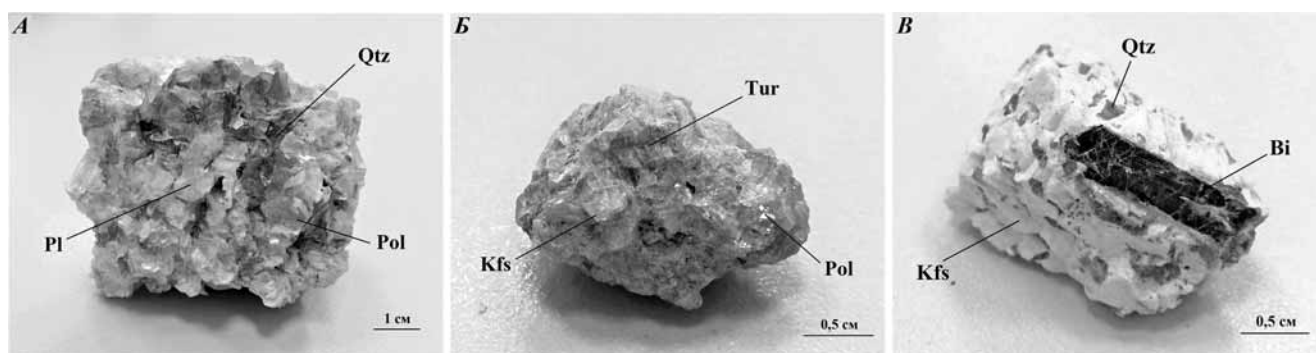


Рис. 2. Выборочные образцы исследованных слюд: А — обр. 59 (копь Мокруша), Б — обр. 33 (копь Министерская), В — обр. 47.1 (копь Министерская). Pl — плагиоклаз, Qtz — кварц, Pol — полилитийонит, Kfs — калиевый полевой шпат, Tur — турмалин, Bi — биотит

Таблица 1

Химический состав слюд (масс.%) из пегматитов копей Мокруша и Министерская

Состав	Мокруша, номер образца					Министерская, номер образца				
	58	51	59	54	60	33	48	42	37.1	47.2
Тип слюды	П	П	П	П	С	П	П	Т	ЛМ	Б
SiO ₂	51,42	50,57	53,36	55,76	46,50	50,70	54,50	52,65	43,58	34,65
TiO ₂	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,49	0,15	1,79
Al ₂ O ₃	21,68	22,67	22,69	18,10	12,87	27,02	17,31	18,50	35,99	18,33
FeO	0,09	2,00	0,05	2,01	0,79	0,01	н.п.о.	0,06	0,82	16,52
MnO	0,20	2,89	н.п.о.	0,72	0,29	0,11	0,12	0,29	0,61	1,28
MgO	н.п.о.	н.п.о.	0,02	0,03	0,04	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,01	9,06
CaO	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,04	0,06	0,04	0,04	0,53
Na ₂ O	0,10	0,33	0,42	0,08	н.п.о.	0,26	0,10	0,08	0,41	0,09
K ₂ O	10,72	10,16	10,30	10,72	0,67	10,72	10,64	9,37	10,47	7,53
Rb ₂ O	0,76	1,39	1,84	1,12	0,76	1,12	2,23	2,41	0,45	0,21
Cs ₂ O	0,84	0,31	0,27	0,56	24,58	0,96	0,60	0,70	0,07	0,05
Li ₂ O*	6,60	7,79	6,90	7,84	(5,41)	6,28	(7,37)	(4,94)	0,45	0,44
F	7,29	9,11	8,80	8,96	6,29	7,83	9,10	5,61	1,57	0,42
H ₂ O _{расч.}	0,96	0,27	0,42	0,36	0,66	0,91	0,11	1,59	3,63	3,60
O=F ₂	-3,07	-3,84	-3,71	-3,77	-2,65	-3,30	-3,83	-2,36	-0,66	-0,18
Сумма	97,64	103,70	101,42	102,57	96,27	102,66	98,31	94,37	97,59	94,32
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 22 (О, ОН, F) атома										
Si	6,979	6,608	6,968	7,255	7,659	6,577	7,387	7,426	5,977	5,468
Al ^{IV}	1,021	1,392	1,032	0,745	0,341	1,423	0,613	0,574	2,023	2,532
Σ _{тетр.}	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	2,447	2,099	2,460	2,030	2,157	2,708	2,152	2,501	3,794	0,878
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,052	0,015	0,212
Fe ²⁺	0,010	0,219	0,005	0,219	0,109	0,001	—	0,007	0,094	2,180
Mn ²⁺	0,023	0,320	—	0,079	0,040	0,012	0,014	0,035	0,071	0,171
Mg	—	—	0,004	0,006	0,010	—	—	—	0,002	2,132
Li	3,603	4,094	3,624	4,100	3,584	3,277	4,017	2,800	0,248	0,279
Σ _{окт.}	6,083	6,732	6,093	6,434	5,900	5,998	6,183	5,395	4,224	5,852
K	1,856	1,694	1,716	1,779	0,141	1,774	1,840	1,686	1,832	1,516
Ca	0,007	0,007	0,008	0,011	0,011	0,006	0,009	0,006	0,006	0,090
Na	0,026	0,084	0,106	0,020	—	0,065	0,026	0,022	0,109	0,028
Rb	0,066	0,117	0,154	0,094	0,080	0,093	0,194	0,219	0,040	0,021
Cs	0,049	0,017	0,015	0,031	1,726	0,053	0,035	0,042	0,004	0,003
Σ _{м/сл}	2,004	1,919	1,999	1,935	1,958	1,991	2,104	1,975	1,991	1,658
F	3,129	3,764	3,634	3,687	3,276	3,212	3,901	2,502	0,681	0,210
ОН _{расч.}	0,871	0,236	0,366	0,313	0,724	0,788	0,099	1,498	3,319	3,790

Примечания. П — полилитийонит, С — соколовайт, Т — трилитийонит, ЛМ — Li-содержащий мусковит, Б — биотит; н.п.о. — содержание элемента ниже предела обнаружения; Li₂O* — значения, приведенные в скобках, рассчитаны по уравнению (0,697F) + 1,026 [Tischendorf et al., 1997]; H₂O_{расч.} — содержание рассчитывалось по стехиометрии.

Результаты исследований и их обсуждение. По данным рентгеноспектрального микроанализа и ЛА-ИСП-МС анализа (проводились на однородных по цвету участках слюд) исследованные образцы из пегматитов копи Мокруша относятся к полилитийониту и соколоваиту. В слюдах из пегматитов копи Министерская установлены: полилитийонит, трилитийонит, литиевый мусковит и Li-содержащий промежуточный член ряда аннит-флогопит. Представительные составы изученных слюд приведены в табл. 1.

Вариации содержания лития. Полилитийонит. В полилитийоните из пегматитов копи Мокруша

концентрация Li, рассчитанная по уравнению (0,697F) + 1,026 [Tischendorf et al., 1997], составляет 6,11–7,38 масс.% Li₂O, что хорошо согласуется с данными ЛА-ИСП-МС анализа (6,02–8,36 масс.% Li₂O) (табл. 2). В то же время содержание Li, рассчитанное по уравнению (0,289SiO₂) — 9,658 [Tischendorf et al., 1997], оказалось сильно заниженным (5,20–6,46 масс.% Li₂O) по сравнению с результатами ЛА-ИСП-МС анализа (табл. 2).

В соколоваите (1,73 а.ф. Cs, табл. 1), образующем прожилки и вроски в полилитийоните (рис. 3), содержание Li, рассчитанное по уравнению (0,697F) + 1,026, составляет 5,41 масс.% Li₂O.

Таблица 2
Содержание Li_2O (масс.%) в слюдах из пегматитов копей
Мокруша и Министерская

Номер образца	ЛА-ИСП-МС	по SiO_2	по F
Мокруша			
58	6,02–7,18	5,20	6,11
51	7,21–8,36	5,60	7,38
59	6,54–7,26	5,76	7,16
54	7,40–8,27	6,46	7,27
55	6,50–8,01	5,44	6,87
56.2	6,25–7,40	5,21	6,98
Министерская			
48	8,46–9,11	7,48	7,80
33	5,83–6,73	4,99	6,48

В полилитионите из пегматитов копи Министерская концентрация Li, рассчитанная по содержанию F по тому же уравнению, что и для полилитионита из пегматитов копи Мокруша, составляет 6,48–7,85 масс.% Li_2O . По данным ЛА-ИСП-МС анализа один из изученных образцов слюды имеет высокое содержание Li (до 9,11 масс.% Li_2O , табл. 2), что значительно больше по сравнению с расчетными данными (7,80 масс.% Li_2O , табл. 2). В остальных случаях результаты, полученные при расчете по уравнению $(0,697F) + 1,026$, хорошо сопоставляются с данными ЛА-ИСП-МС анализа.

Трилитионит. Концентрация Li в трилитионите из пегматитов копи Министерская, рассчитанная по уравнению $(0,697F) + 1,026$, составляет 4,94 масс.% Li_2O .

Литийсодержащий мусковит. По данным ЛА-ИСП-МС анализа концентрация Li в мусковите составляет 0,35–0,55 масс.% Li_2O . Содержание Li, рассчитанное по уравнению $0,3935F^{1,326}$ [Tischendorf et al., 1997], равно 0,72 масс.% Li_2O , тогда как при расчете по уравнению $1,579\text{Rb}_2\text{O}^{1,45}$ [Tischendorf et al., 1997] концентрация Li в мусковите — 0,50 масс.% Li_2O , что лучше сопоставляется с результатами ЛА-ИСП-МС анализа.

Биотит. Содержание Li в биотите из пегматитов копи Министерская по данным ЛА-ИСП-МС

анализа составляет 0,44–0,57 масс.% Li_2O . При расчете концентрации Li в слюдах, обогащенных магнием, по предложенным в работе [Tischendorf et al., 1997] уравнениям: $(2,7/(0,35 + \text{MgO})) - 0,13$ и $155\text{MgO}^{-3,1}$ получены более низкие значения концентрации Li (0,16 и 0,17 масс.% Li_2O соответственно).

Таким образом, метод ЛА-ИСП-МС наиболее точный и предпочтительный для определения содержания Li в минералах группы слюд. При расчете содержания лития в светлых триоктаэдрических слюдах пегматитов, сопряженных с гранитами Мурзинского массива, по данным рентгеноспектрального микроанализа предпочтительнее использовать уравнение $(0,697F) + 1,026$. В случае диоктаэдрического Li-содержащего мусковита лучше использовать уравнение $1,579\text{Rb}_2\text{O}^{1,45}$. Для темных триоктаэдрических слюд ни одно из уравнений, приведенных в работе [Tischendorf et al., 1997], не дало удовлетворительного результата.

Вариации содержания примесных компонентов.

В целом в литиевых слюдах из пегматитов копей Мокруша и Министерская наблюдаются широкие вариации содержания примесных компонентов. В слюдах из пегматитов копи Мокруша концентрация Mn варьирует от 394 г/т в светло-серых слюдах до 21434 г/т в фиолетовых образцах. Содержание Mn в светло-розовых литиевых слюдах из пегматитов копи Министерская составляет 1000–1070 г/т. Максимальные значения концентрации Ti, Cr, Zn, Sn, Ta, Nb, Cs и В составляют (г/т): 440 и 92, 14 и 52, 286 и 1, 211 и 93, 89 и 176, 156 и 56, 10097 и 8783, 497 и 335 соответственно. Содержание Ga, Р и Rb в литиевых слюдах из пегматитов обеих копей близкое и составляет (г/т): Ga 69–210 и 41–201, Р 59–150 и 57–167, Rb 7013–24567 и 6404–22754. В то же время для Mg, Sc и Be интервалы содержания не перекрываются (г/т): Mg 1–10 и 54–133, Sc 22–33 и 3–7, Be 31–72 и 10–30 (табл. 3).

По данным ЛА-ИСП-МС анализа содержание Ti, Mn, Ga, Nb и Zn в мусковите из пегматитов копи Министерская значительно выше по сравнению с их концентрацией в полилитионите из этой же копи (г/т): 1600 и 83, 4237 и 1073, 464 и 158, 163 и 47, 477 и 0,3 соответственно, а со-

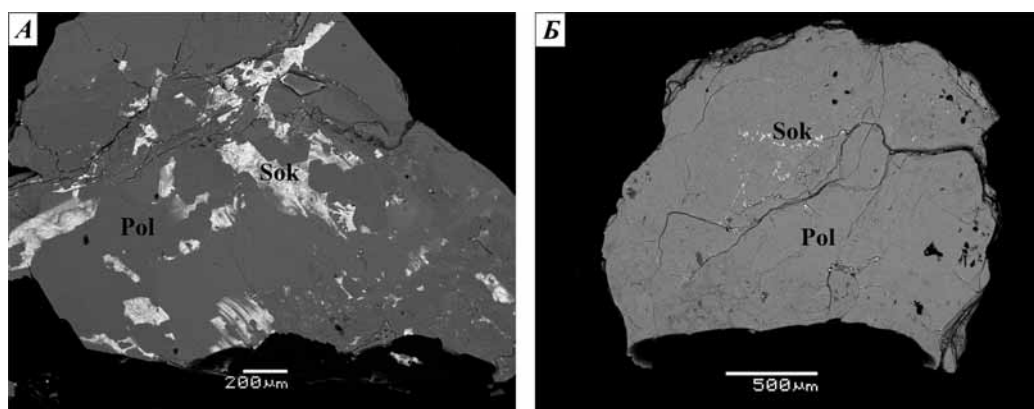


Рис. 3. Вростки соколоваита в полилитионите из пегматитов копи Мокруша: А — обр. 60, Б — обр. 58. Sok — соколоваит, Pol — полилитионит. Фото в отраженных электронах

Таблица 3

Средние значения содержания элементов (г/т) в слюдах из пегматитов копей Мокруша и Министерская по данным ЛА-ИСП-МС

Элемент	Мокруша, номер образца						Министерская, номер образца			
	59 (n=4)	54 (n=4)	55 (n=4)	51 (n=4)	56.2 (n=4)	58 (n=3)	37.1 (n=4)	33 (n=4)	48 (n=4)	47.2 (n=2)
	П	П	П	П	П	П	ЛМ	П	П	Б
Li	33510,8 (2574,9)	36416,3 (1702,4)	33814,1 (3059,4)	35438,1 (2504,1)	32279,9 (2380,5)	30605,3 (2699,4)	2080,9 (477,7)	29227,3 (1778,6)	40530,7 (1272,5)	2031,1 (13,9)
Be	59,6 (11,1)	45,8 (12,7)	45,2 (10,4)	55,2 (6,8)	40,1 (6,8)	23,6 (9,0)	19,9 (2,7)	29,7 (3,9)	12,9 (2,8)	54,8 (1,3)
B	122,4 (21,3)	98,1 (4,7)	98,0 (17,0)	138,5 (19,3)	82,4 (19,8)	376,6 (105,2)	242,1 (20,5)	282,9 (38,9)	279,9 (25,7)	4,7 (0,7)
P	93,8 (15,5)	80,0 (7,5)	73,0 (11,6)	64,4 (14,6)	56,4 (39,9)	139,8 (13,6)	129,0 (10,8)	146,1 (24,0)	61,6 (5,0)	109,0 (38,2)
Mg	0,3 (0,5)	0,8 (0,9)	6,0 (3,4)	н.п.о.	0,5 (1,0)	7,6 (7,6)	34,8 (23,9)	33,2 (66,5)	н.п.о.	48957,3 (1398,8)
Sc	0,3 (0,4)	0,3 (0,4)	0,3 (0,4)	26,2 (5,00)	23,7 (1,3)	0,3 (0,3)	1,3 (0,4)	н.п.о.	4,6 (1,7)	166,6 (0,3)
Ti	36,3 (6,5)	113,0 (9,9)	69,0 (11,9)	263,2 (44,8)	404,2 (26,5)	29,7 (3,1)	1600,2 (123,5)	46,3 (10,6)	83,2 (9,2)	11330,8 (335,1)
Cr	10,3 (3,1)	6,1 (1,5)	7,1 (2,1)	6,1 (0,7)	4,3 (3,1)	3,1 (2,8)	4,2 (3,0)	18,8 (22,6)	4,9 (3,5)	17,3 (11,5)
Mn	393,8 (85,8)	5091,3 (142,4)	1051,3 (256,7)	4381,0 (964,7)	21433,6 (3103,8)	1073,3 (74,5)	4236,9 (198,8)	1008,3 (52,6)	1073,1 (145,1)	14372,3 (3300,5)
Zn	6,7 (3,9)	12,2 (4,7)	17,4 (4,5)	19,4 (8,7)	218,6 (58,9)	1,5 (1,0)	477,4 (32,6)	0,3 (0,5)	н.п.о.	194,3 (7,0)
Ga	161,4 (35,8)	98,9 (6,6)	91,2 (16,4)	138,9 (12,2)	126,4 (8,3)	81,5 (23,1)	464,4 (17,0)	157,9 (47,5)	35,1 (5,1)	117,3 (5,4)
Rb	22625,9 (2383,0)	16754,5 (858,1)	16939,1 (1936,8)	18871,6 (600,8)	17081,8 (470,1)	7392,2 (497,2)	4206,4 (109,0)	7901,5 (1037,3)	21685,0 (976,2)	1868,7 (56,0)
Nb	146,7 (13,9)	98,4 (5,6)	116,5 (13,3)	80,5 (3,6)	77,6 (3,3)	6,94 (0,5)	163,0 (18,0)	35,215 (22,2)	47,2 (5,1)	658,0 (1,1)
Sn	78,2 (12,6)	201,4 (7,1)	142,5 (18,7)	171,7 (12,9)	151,1 (5,0)	0,9 (1,0)	144,6 (10,9)	1,9 (1,1)	71,5 (17,2)	274,6 (12,1)
Cs	8706,0 (985,0)	1358,7 (76,2)	1936,0 (201,8)	3809,0 (486,5)	2919,9 (80,7)	7701,3 (2095,8)	644,7 (17,0)	7816,5 (795,8)	7296,7 (522,5)	464,2 (27,6)
Ta	37,4 (9,8)	36,6 (1,0)	40,4 (4,8)	61,0 (7,4)	49,3 (2,8)	70,9 (18,3)	108,0 (8,3)	131,8 (45,6)	80,8 (15,6)	43,9 (1,6)

Примечания. П — полилитийонит, ЛМ — Li-мусковит, Б — биотит; н.п.о. — содержание элемента ниже предела обнаружения; n=4 — число анализов; (0,5) — стандартное отклонение.

держание Cs, напротив, заметно увеличивается от мусковита (645) к полилитийониту (7817). В то же время концентрация В (240 г/т) сопоставима с его содержанием в полилитийоните (табл. 3).

При сопоставлении данных химического состава, полученных методом ЛА-ИСП-МС, содержание Mg, Sc, Ti и Nb в биотите выше, чем в литиевых слюдах (г/т): 48957 и 35, 167 и 5, 11331 и 83, 658 и 47 соответственно, тогда как содержание В, Rb и Cs, напротив, заметно ниже (г/т): 5 и 283, 1869 и 21685, 464 и 7817 соответственно.

По данным ЛА-ИСП-МС анализа содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в литиевых слюдах и мусковите ниже предела обнаружения, максимальная концентрация РЗЭ в биотите — 109 г/т, преобладают легкие РЗЭ.

Величина отношения К/Rb в изученных слюдах заметно отличается. Весьма показательно, что в полилитийоните из пегматитов копи Мокруша она

находится в интервале 12,7–4,2, снижаясь до 0,8 в соколоваите, в то время как в слюдах из пегматитов копи Министерская значение К/Rb снижается от 34,9–32,8 в биотите до 21,2 в мусковите, 3,6 в полилитийоните и 3,5 в трилитийоните.

Отношение Та/Nb в слюдах из гранитных пегматитов копи Мокруша в основном не превышает 1, однако в одном из образцов полилитийонита это значение составляет 10,2, что обусловлено очень низким содержанием Nb по сравнению с аналогичными слюдами из этой копи (табл. 3). В то же время в литиевых слюдах из пегматитов копи Министерская отношение Та/Nb варьирует от 1,7 до 3,7, что в целом свидетельствует о преобладании Та в этих слюдах, в отличие от образцов из пегматитов копи Мокруша.

Литиевые слюды из пегматитов копей Мокруша и Министерская схожи по основным минералообразующим компонентам, в том числе по

содержанию Li (табл. 1, 2). Однако в полилитионите из пегматитов копи Мокруша установлена повышенная концентрация Ti, Mn, Zn и Nb по сравнению с полилитионитом из пегматитов копи Министерская, что, вероятнее всего, связано с разным составом пегматитовых систем этих копей. Розовый и фиолетовый цвет литиевых слюдов из пегматитов копи Мокруша обусловлен повышенным содержанием Mn. Так, в фиолетовом полилитионите концентрация Mn достигает 21434 г/т, в то время как светло-розовые образцы слюдов из пегматитов копи Министерская отличаются более низким содержанием Mn (1000 г/т).

В литиевых слюдах из пегматитов обеих копей отмечены нехарактерные для них хром и магний. Согласно данным [Ферштатер и др., 2018], в районе копи Мокруша концентрация Cr в гранитах на контакте с пегматитами не превышает 1 г/т, в то время как во вмещающих гнейсах эта величина достигает 192 г/т. Учитывая, что пегматиты локализованы в гнейсах, наличие в литиевых слюдах Cr (до 14 г/т) и Mg (до 10 г/т) можно объяснить контаминацией веществом вмещающих пород. А.С. Таланцев [1988] также указывал на признаки контаминации пегматитов Мокруши. Содержание Cr и Mg в слюдах из пегматитов копи Министерская в несколько раз выше, чем в образцах пегматитов из копи Мокруша (52 и 133 г/т соответственно), что, очевидно, обусловлено различиями во вмещающих породах пегматитов. Существенное влияние вмещающих пород на состав гранитных пегматитов копи Министерская отмечено в работе [Таланцев, 1988], где они описаны как контаминированные. Для сравнения — в литиевых слюдах из редкометалльных пегматитов Хейдален пегматитового поля Тёрдал, расположенного в пределах крупнейшей Свеконорвежской пегматитовой провинции в Норвегии, также отмечено повышенное содержание Mg (362 г/т), но Cr отсутствует [Rosing-Schow et al., 2018]. Однако источник, ответственный за образование этих пегматитов, до конца не выяснен — либо пегматиты связаны с гранитным плутоном [Rosing-Schow et al., 2018; Andersen et al., 2007], в этом случае наличие Mg в литиевых слюдах объясняется контаминацией веществом вмещающих пород, либо они рассматриваются как продукт анатектического расплава амфиболитов, обогащенных Mg [Steffenssen, 2018].

Появление прожилков и вростков соколоваита — цезиевого аналога полилитионита — в литиевых слюдах из пегматитов копи Мокруша, очевидно, объясняется накоплением Cs в пегматитовой системе. Cs — типичный некогерентный элемент, который часто фракционирует только на последних этапах пегматитообразования [Marchal et al., 2014]. Аналогичные обособления соколоваита в литиевых слюдах гранитных пегматитов отмечены в работах [Potter et al., 2009; Wang et al., 2006; Ercit et al., 2003]. Э.Г. Поттер с соавторами

[Potter et al., 2009] полагают, что соколоваит, заполняющий трещины в пегматите, образуется при участии обогащенного Cs флюида при переходе от магматической к гидротермальной стадии развития пегматитов. В литиевых слюдах из пегматитов копи Министерская соколоваит пока не установлен, однако в литературе [Таланцев, 1988; Канонеров и др., 2000] среди минералов этой копи отмечен родицит, содержащий Cs.

Отношение K/Rb в слюдах — информативный индикатор степени дифференциации пегматитов [Rosing-Schow et al., 2018; Roda-Robles et al., 2006; Černý et al., 1985]. Величина K/Rb в собственно гранитах и на ранних этапах эволюции пегматитовых систем составляет около 300–200, постепенно уменьшаясь до 4–2 на последних стадиях пегматитообразования [Rosing-Schow et al., 2018; Černý et al., 1985]. Отношение K/Rb в исследованных образцах слюдов последовательно уменьшается от раннего биотита к позднему соколоваиту при одновременном увеличении концентрации Li, F и Cs, что также отмечено в работе [Van Lichtenvelde et al., 2008]. Наименьшие значения отношения K/Rb в литиевых слюдах из пегматитов копей Мокруша и Министерская (0,8 и 3,5 соответственно) позволяют сделать вывод о высокой степени дифференциации пегматитов в обеих копиях. Для сравнения — минимальные значения отношения K/Rb, установленные в лепидолите из наиболее эволюционировавших гранитных пегматитов Свеконорвежской пегматитовой провинции, составляют 4,1–3,2 [Rosing-Schow et al., 2018], в лепидолите из высокодифференцированных пегматитов Танко (Канада) — 2,1 [Černý et al., 1985].

В работе [Rosing-Schow et al., 2018] преобладание Ta в слюдах гранитных пегматитов Тёрдал интерпретируется как подтверждение высокой степени дифференциации пегматитов ($Ta/Nb = 0,5 \div 2,4$). В этой же работе приводится ссылка на высокое отношение Ta/Nb (3,5) в слюдах из пегматитов Танко в Канаде [Černý et al., 1985; Van Lichtenvelde et al., 2008]. Таким образом, высокая концентрация Ta в слюдах из пегматитов копи Министерская позволяет рассматривать их как высокодифференцированные. В то же время низкое содержание Ta в литиевых слюдах из пегматитов копи Мокруша по сравнению со слюдами из пегматитов копи Министерская, вероятнее всего, связано с вхождением этого компонента в другие минералы, предположительно в микролит, отмеченный в пегматитах копи Мокруша [Попов и др., 1999]. Пониженная концентрация Nb, установленная в одном из образцов полилитионита из пегматитов копи Мокруша, также, скорее всего, связана с фракционированием Nb в собственный минерал, предположительно в ферроколумбит [Попов и др., 1999].

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что рассматриваемые пегматиты

копей Мокруша и Министерская относятся к высокодифференцированным при формировании литевых слюд на заключительных этапах развития пегматитов.

Заключение. Слюды — важнейшие минералы гранитных пегматитов, заключающие информацию об условиях пегматитообразования. В статье представлены новые прецизионные данные о химическом составе литевых слюд из гранитных пегматитов копей Мокруша и Министерская. Полученные результаты (существенная концентрация Li на заключительных стадиях пегматитообразования, присутствие примесных Cr, Mg и значения величины отношений K/Rb, Ta/Nb) позволяют

отнести пегматиты этих копей к высокодифференцированным и контаминированным вмещающих пород. Сопоставление расчетных данных и данных ЛА-ИСП-МС анализа позволило выявить наиболее корректные способы оценки концентрации Li в литевых слюдах пегматитов, сопряженных с гранитами Мурзинского массива: для триоктаэдрических слюд предпочтительнее уравнение $(0,697F) + 1,026$, для диоктаэдрических — $1,579Rb_2O^{1,45}$.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И.В. Пекову за предоставленные образцы и обсуждение результатов, Н.В. Сорохтиной, А.Р. Котельникову — за ценные замечания и дополнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гурков И.А. Пегматитовая жила Мокруша // Уральский геол. журн. 2000. № 6 (18). С. 47–98.

Канонеров А.А., Чудинова Н.Д. Мурзинские самоцветные копи (путеводитель и кадастр минералов). 2-е изд. Уральская летняя минералогическая школа. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 2000. 41 с.

Попов В.А., Попова В.И. Копь Мокруша: Очерк истории освоения и минералогия. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 71 с.

Смертенко В.М., Корендяев Г.А., Канторович В.И., Ворожьев Е.С. Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 117–135.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 7. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 692 с.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования // Литосфера. 2018. № 18(5). С. 672–691.

Andersen T., Graham S., Sylvester A.G. Timing and tectonic significance of Sveconorwegian A-type granitic magmatism in Telemark, southern Norway: new results from laser-ablation ICPMS U-Pb dating of zircon // Geol. Surv. Norway Bull. 2007. Vol. 447. P. 17–31.

Černý P., Meintzer R.E., Anderson A.J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms // Canad. Mineral. 1985. Vol. 23. P. 381–421.

Ercit T.S., Groat L.A., Gault R.A. Granitic pegmatites of the O'Grady batholith, N.W.T., Canada: a case study of the evolution of the elbaite subtype of rare-element granitic pegmatite // Canad. Mineral. 2003. Vol. 41. P. 117–137.

Lichtervelde van M., Gregoire M., Linnen R.L. et al. Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco peg-

matite, Manitoba, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. Vol. 155. P. 791–806.

Marchal K.L., Simmons W.B., Falster A.U. et al. Geochemistry, mineralogy, and evolution of Li-Al micas and feldspars from the Mount Mica pegmatite, Maine, USA // Canad. Mineral. 2014. Vol. 52. P. 221–233.

Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. N 317. P. 93–108.

Potter E.G., Taylor R.P., Jones P.C. et al. Sokolovaite and evolved lithian micas from the eastern Moblan granitic pegmatite, Opatica subprovince, Quebec, Canada // Canad. Mineral. 2009. Vol. 47(2). P. 337–349.

Roda-Robles E., Pesquera, A., Gil-Crespo P.P. et al. Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Fermoselle pegmatite (Zamora, Spain) // Europ. J. Mineral. 2006. Vol. 18. P. 369–377.

Rosing-Schow N., Muller A., Friis H. A comparison of the mica geochemistry of the pegmatite fields in southern Norway // Canad. Mineral. 2018. Vol. 56. P. 463–488.

Steffensen G. The distribution and enrichment of scandium in garnets from the Tørdal pegmatites, and its economic implications: Master thesis. Department of Geosci. Faculty of Mathematics and Natural Sciences University of Oslo, 2018. 105 p.

Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.-J. et al. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // Mineralogical Magazine. 1997. Vol. 61(6). P. 809–834.

Wang R.C., Hu H., Zhang A.C., Fontan F. et al. Cs-dominant polyolithionite in the Koktokay #3 pegmatite, Altai, NW China: in situ microcharacterization and implication for the storage of radioactive cesium // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 153. P. 355–367.

Поступила в редакцию 28.11.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 556+550.845

К.Е. Питьева¹

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ ПО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ КУЮМБИНСКОЙ СТРУКТУРЫ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

При рассмотрении перспектив нефтегазоносности рифейских толщ на территории Сибири в качестве показателей нефтеносности повышенное внимание уделяется углеводородным газам в сорбированной форме. Сорбированные углеводородные газы пока в качестве показателей нефтеносности используются мало, хотя и имеют для этого существенные предпосылки. Некоторые из них рассмотрены в статье.

Ключевые слова: нефтяные месторождения, сорбированные газообразные углеводороды, показатели нефтеносности, предельные углеводороды, непредельные углеводороды.

In the article, when considering the prospects of oil and gas potential of the Riphean strata in Siberia as indicators of oil content, special attention is paid to hydrocarbon gases in sorbed form. Sorbed hydrocarbon gases are still poorly used as indicators of oil content, although they have significant prerequisites for this. Some of them can be understood by reading this article.

Key words: oil field, sorbed gaseous hydrocarbons, indicators of oil-bearing, saturated hydrocarbons, unsaturated hydrocarbon.

От Редколлегии

Заслуженному профессору МГУ, ведущему научному сотруднику геологического факультета, ветерану Великой Отечественной войны Кларе Ефимовне Питьевой исполнилось 95 лет. Вся ее творческая жизнь тесно связана с геологическим факультетом. Здесь ею были успешно защищены кандидатская и докторская диссертации, выполнены уникальные научно-исследовательские работы в разных районах Советского Союза: на Кольском полуострове, в Туркменистане, в Поволжье, Предкавказье, Предуралье и Предкарпатье, на севере Западной Сибири. Полевые и лабораторные исследования Клары Ефимовны и ее ученики проводили для обоснования важных проектов, связанных с широким использованием подземных вод: развитием орошения в аридных областях, разведкой минеральных и промышленных вод, захоронением промстоков. Результаты этих работ составили основу нового оригинального научного направления — региональной гидрогеохимии.

Велик вклад К.Е. Питьевой в учебный процесс. Ею созданы курсы «Общая гидрогеохимия», «Региональная гидрогеохимия» и ряд спецкурсов. Учебники и учебные пособия по этим курсам выдержали несколько изданий, опубликованы на иностранных языках. Ее учебник по гидрогеохимии, переведенный на китайский язык в 1980-х гг., до сих пор используется в университетах Китая.

Кларой Ефимовной подготовлены более 20 кандидатов и 4 доктора геолого-минералогических наук, под ее руководством успешно защищено большое количество бакалаврских и магистерских работ. Деятельность Клары Ефимовны всегда характеризуется высокой требовательностью к себе, творческим интересом к разрабатываемым темам, участием в судьбе своих учеников.

Сотрудники, студенты и выпускники геологического факультета горячо поздравляют Клару Ефимовну Питьеву с юбилеем, желают ей многих лет, здоровья и успехов в учебной и научной работе.

Введение. Наиболее употребимыми приемами, позволившими охарактеризовать состояние рифейских отложений Куямбинской структуры, безусловно, были натурные сведения о составе и других условиях в средах, окружающих и, возможно, вмещающих нефтегазовые скопления, т.е. в первую очередь данные о составе подземных вод, пород, сорбированных углеводородных газов в рифейском разрезе в пределах Куямбинской

структуры. Эти сведения исследованы с позиций установления закономерностей распределения концентрации разных компонентов в составе вод и пород, а также сравнения состава подземных вод с составом пород. В результате площадь распространения рифейских пород в пределах Куямбинской структуры была разграничена условно, преимущественно по составу пород и вод на участки около изучаемых скважин. При этом установлены зако-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра гидрогеологии, профессор, докт. геол.-минер. н; e-mail: kepitjeva@mail.ru

номерности направленности изменчивости состава вод и пород, используемых в качестве показателей нефтегазоносности. Также уделялось внимание типизации вод, пород, сорбированных газов по таким признакам нефтепроявления, как содержание метана, общее содержание сорбированных углеводородов, суммарное содержание предельных и непредельных углеводородов, содержание фосфора, ОВ, УВ, $S_{орг}$. В итоговых интерпретациях учтен комплекс прямых и косвенных показателей нефтепроявления.

Материалы и методы исследования. Углеводородные газы в сорбированной форме определялись по методике, разработанной комплексной комиссией ВНИИЯГГ, основной исполнитель работы — сотрудник аналитической лаборатории ВНИИЯГГ Л.С. Кондратов [Зорькин, 2001; Кондратов, 2009, 2010].

Результаты исследований и их обсуждение. *Показатели нефтегазоносности рифейских образований Куюмбинской структуры.* Гидрогеологические показатели нефтегазоносности представлены химическим составом подземных вод и сведениями о породах и сорбированных газообразных углеводородах. Сведениям о сорбированных газообразных углеводородах уделено повышенное внимание вследствие их очень слабой освещенности в литературных источниках, несмотря на существенную значимость в качестве поискового признака на нефтегазоносные месторождения.

Рассмотрение сорбированных углеводородных газов с позиций показателей нефтеносности Куюмбинской структуры осуществлено по данным изучения их распределения в подземных водах скважин К-206, К-208, К-217 и в породах вертикального разреза этих скважин.

Отнесение компонентов сорбированных углеводородных газов к показателям нефтеносности проведено на основании их геохимической инертности, способствующей устойчивой сохранности их свойств, приобретенных в условиях нефтегазовых скоплений. Так как в залежи нефти содержится в свободном газообразном состоянии преимущественно метан, а более тяжелые гомологи метана поглощаются нефтью, среди сорбированных углеводородных газов нефтяных районов предельные компоненты часто преобладают над непредельными. Из сопутствующих газов наиболее распространен углекислый газ, растворимость которого в нефти больше, чем в воде. Азот же в нефти растворяется плохо, поэтому он находится в свободной газообразной фазе [Баренбаум, 2004; Гаврилов, 2008].

Связь с залежью чаще всего выражается в метановом типе среды (с содержанием метана $\geq 50\%$) и в преобладании суммарного содержания предельных углеводородов над непредельными.

Степень сохранности газов метанового типа среди сорбированных углеводородов вод и пород нефтяных месторождений обусловлена степенью влияния нефтяной залежи. В общем виде распределение сорбированных углеводородов и сопутствующих газов в условиях нефтеносности недр подобно распределению нефтегазовых компонентов в нефтяной залежи: $C_1 > C_2, C_3 > C_4, C_5$; $CO_2 > N_2$.

Наиболее отчетливо соответствие распределения сорбированных углеводородных газов в породах скважин Куюмбинской структуры геохимическому составу нефти проявлено в превышении суммарного содержания предельных углеводородов над непредельными, существенном преобладании среди сопутствующих газов углекислого газа и в увеличенной концентрации среди непредельных

Таблица 1

Данные о распределении углеводородных газов, сорбированных карбонатными породами, в разрезе Куюмбинской структуры в целом

Пробы	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	Σпр.УВГ	Σнепр.УВГ
Карбонатные	1000	200	400	200	1,65	150	2,08	1,70	90	500	5,31	3,92
Терригенные	1,10	300	200	500	3,80	450	5,80	500	550	770	9,47	4,93
Структура в целом	1,05	250	300	350	2,70	300	3,94	1,10	320	630	7,15	4,43

Таблица 2

Состав сопутствующих газов в породах скважин К-206, К-208, К-217 Куюмбинской структуры, %

Содержание	Скважина								
	К-206			К-208			К-217		
	CO ₂	N ₂	O ₂	CO ₂	N ₂	O ₂	CO ₂	N ₂	O ₂
В пробах, %	65	27	7,8	69	24	6,6	85	12	—
	86	11	—	—	—	—	60	33	—
	79	16	—	—	—	—	74	21	5,4
	83	14	—	—	—	—	78	18	—
	70	25	5,3	—	—	—	—	—	—
Среднее	76,6	18,6	6,5	—	—	—	74	21	6,2
Минимальное	65	11	5,3	—	—	—	60	12	5,4
Максимальное	86	27	7,8	—	—	—	85	33	7

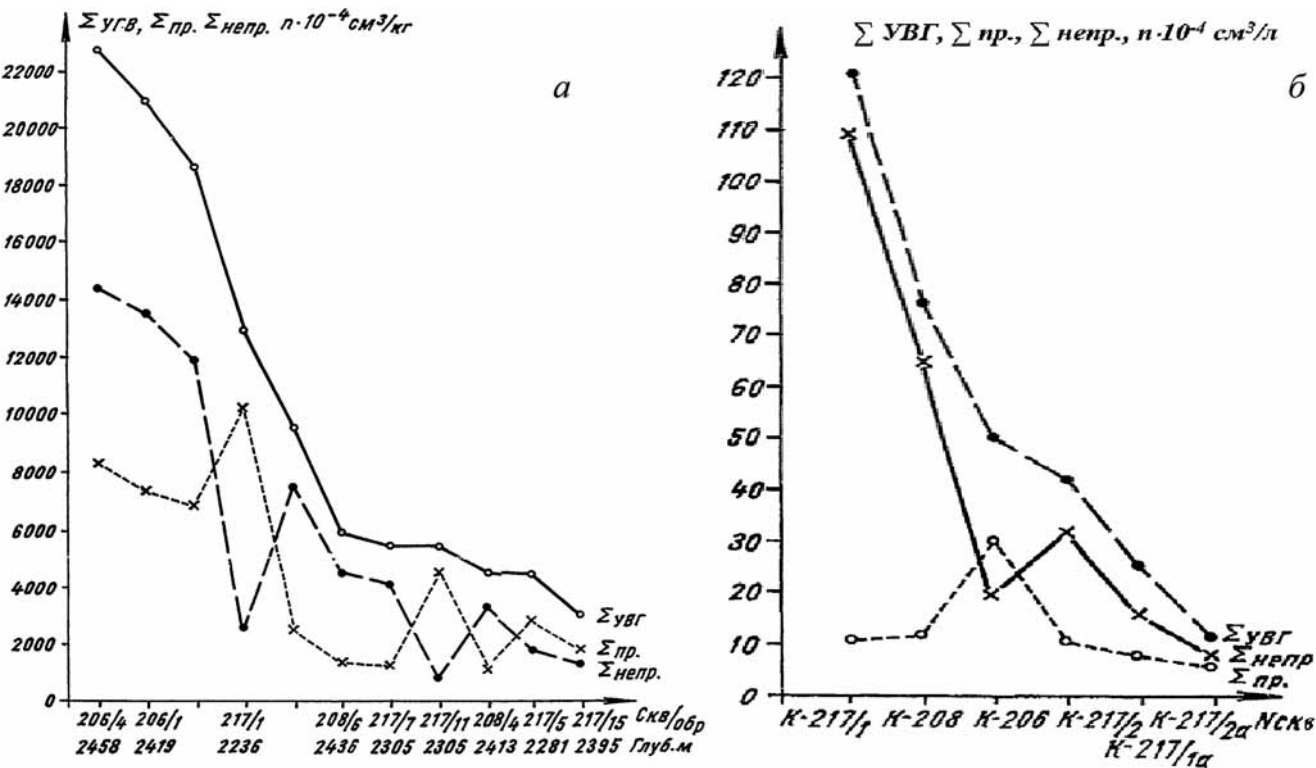


Рис. 1. Распределение ΣУВГ, Σпр.УВГ и Σнепр.УВГ: а — в породах; б — в подземных водах Куямбинской структуры

углеводородов тех, которые приурочены к терригенным высокодисперсным породам.

Содержание сорбированных углеводородов в породах Куямбинской структуры следующее (рис. 1): общее — $(3000\div23000)\cdot10^{-4}\text{ см}^3/\text{кг}$, предельных — $1000\div10000$, непредельных — $1000\div14000$; в подземных водах: общее — $(14\div120)\cdot10^{-4}$; предельных — $3\div30$, непредельных — $10\div110$, $\text{см}^3/\text{л}$. Меньшее содержание сорбированных углеводородных газов в подземных водах по сравнению с породами объясняется большей сорбционной способностью пород по сравнению с водами.

Из анализа рис. 1 следует, что, сумма предельных сорбированных газов в целом в породах и подземных водах Куямбинской структуры меньше суммы непредельных. Это объяснимо с позиций более значимого протекания адсорбционных процессов в системе нефть–непредельные углеводороды, чем в системе нефть–предельные углеводороды. Отмечено также сложное распределение сорбированных газов в породах Куямбинской структуры в целом (табл. 1, 2).

Сложный характер распределения углеводородных и сопутствующих газов в водах и породах Куямбинской структуры заключается в отклонении в отдельных промежутках разреза структуры газового состава сорбированных углеводородов от состава компонентов, свойственных нефтегазовой залежи (табл. 3). Наблюдается отклонение в пониженном содержании метана и в повышенном — суммарного содержания непредельных углеводородов в породах.

Таблица 3
Среднее содержание сопутствующих газов в подземных водах скважин К-206, К-208, К-217 и в целом Куямбинской структуры, $\text{см}^3/\text{л}$

Скважина	Газы				Σсопутствующих газов
	CO ₂	H ₂	O ₂	N ₂	
К-206	3,7	0,0228	1,46	3,4	8,56
К-208	3,83	0,0174	1,01	2,1	6,93
К-217	2,0	0,02	1,0	2,6	5,6
Структура в целом	3,1	0,02	1,1	2,0	

Так, главные компоненты из непредельных компонентов в породах представлены C_3H_6 и C_4H_8 , что свидетельствует о протекании сорбционных процессов в системе нефть–порода, так как они обладают удлиненными углеродными цепями, усиливающими адсорбцию [Кудельский, 2010].

Распределение сопутствующих газов в породах и водах Куямбинской структуры (в отдельности) довольно близкое, но все же существует различие в их суммарном содержании в породах разных скважин, которые образуют ряд по их уменьшению: скв. К-206 > скв. К-208 > скв. К-217 (табл. 2).

Неоднородность территории Куямбинской структуры по распределению нефтегазоносности рифейских отложений подтверждается рядом положений. Так, значимые корреляционные связи между компонентами сорбированных углеводородов и CO_2 указывают на единство формирования сорбированных углеводородных газов и углекислого газа под влиянием нефтяной залежи.

Содержание компонентов предельных углеводородов вод, в частности CH_4 , коррелирует с концентрацией фосфора, тяжелых металлов. Фосфор с углеводородами сближает органическая природа; тяжелые металлы предрасположены к коллоидообразованию, а следовательно, к сорбции углеводородов. По содержанию фосфора воды исследованных скважин образуют следующий ряд (мг/л): К-206 (6,310) > К-208 (3,824) $\approx$ К-217 (3,999), а по содержанию свинца: К-206 > К-208, К-217.

В таком же порядке в водах рассматриваемых скважин распределяется величина суммарного содержания предельных углеводородов и метана.

Существенно выраженное в отдельных случаях повышенное суммарное содержание сорбированных углеводородных газов — результат поступления их в породы и воды из отдельных пластов, обогащенных органикой, нефтепродуктами, и их наложения на углеводородные газы, диффундирующие от залежи.

В породах скв. К-206 повышено также содержание фосфора (P_2O_5) и ряда микрокомпонентов, среди которых присутствуют металлы (алюминий, железо и др.), а также редкие и рассеянные элементы, что характерно для нефтяных пластов.

Породы толщи Куюмбинской структуры, к которой приурочены исследуемые скважины, в основном представлены доломитизированными минеральными соединениями. Мощность изученной толщи варьирует от 2100 до 2600 м; до глубины 2400 м преобладают доломиты; в интервале от 2400 до 2500 м и более породы представлены аргиллитами, песчаниками, глинистыми доломитами.

Терригенные породы любой мощности, включенные в карбонатные отложения, влияют на распределение сорбированных газовых компонентов в породах и приуроченных к ним подземных водах; увеличивается их концентрация и изменяется состав. Это часто относится к непредельным (C_3H_6 ,

C_4H_8) компонентам. Их пластовый характер выражен одиночными, существенно отстоящими один от другого всплесками высокого содержания этих компонентов. На графиках они представлены сгущением линий концентрации или одиночными линиями концентраций (рис. 2).

Распределение метана и других предельных углеводородов в породах и подземных водах всего исследуемого разреза характеризуется однозначностью концентрации с небольшим возрастанием в пределах 500-метровой терригенной толщи. Это результат более существенного взаимодействия предельных сорбированных компонентов с нефтегазовыми скоплениями Куюмбинской структуры, нежели влияния адсорбционной активности на подземные воды и породы.

Предварительное районирование территории Куюмбинской структуры по нефтегазоносности рифейских отложений. Согласно данным табл. 4, в которой представлено распределение в порядке убывания (по процентному содержанию) нефтегазовых углеводородов в сорбированной форме, выделяются следующие районы подземных вод.

Район, приуроченный к скв. К-206, характеризуется повышенной нефтегазоносностью, преобладанием предельных углеводородов над непредельными, метановым типом углеводородов и их существенным суммарным содержанием.

Район скв. К-217 характеризуется менее продуктивными показателями нефтегазоносности, что выражается в преобладании в подземных водах этой скважины непредельных углеводородов, в распространении геохимического типа по непредельному компоненту C_3H_6 при незначительном распространении метанового типа и в целом относительно повышенной концентрации предельных углеводородов.

Район скважины К-208 характеризуется подземными водами типа C_3H_6 и преобладанием непредельных компонентов в суммарном выражении.

Таблица 4

Состав сорбированных углеводородных газов подземных вод Куюмбинской структуры в скважинах К-206, К-208, К-217

Скважина / образец	Состав газов, % (по убыванию концентрации)										$\Sigma_{\text{пр}}/\Sigma_{\text{непр}}$; тип по углеводороду
К-217/1	$\text{C}_3\text{H}_6 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{CH}_4 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{nC}_5\text{H}_{12} > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{C}_4\text{H}_{12}$										
	56,49	33,86	19,22	7,78	1,28	0,78	0,49	0,25	0,2	0,15	$\Sigma_{\text{пр}} < \Sigma_{\text{непр}} \text{C}_3\text{H}_6$
К-217/1а	$\text{C}_3\text{H}_6 > \text{CH}_4 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{nC}_4\text{H}_{10} > \text{nC}_4\text{H}_{12}$										
	6,54	6,24	5,28	4,63	0,83	0,42	0,37	0,21	0,17	0,11	$\Sigma_{\text{пр}} < \Sigma_{\text{непр}} \text{C}_3\text{H}_6$
К-217/2	$\text{C}_3\text{H}_6 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{CH}_4 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{nC}_5\text{H}_{12} > \text{nC}_4\text{H}_{10}$										
	16,84	7,74	7,19	7,05	1,41	0,76	0,66	0,2	0,2	0,17	$\Sigma_{\text{пр}} < \Sigma_{\text{непр}} \text{C}_3\text{H}_6$
К-217/2а	$\text{CH}_4 > \text{C}_3\text{H}_6 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{nC}_5\text{H}_{12} > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{nC}_4\text{H}_{10}$										
	4,26	2,47	1,92	1,61	0,23	0,19	0,16	0,11	0,1	0,07	$\Sigma_{\text{пр}} < \Sigma_{\text{непр}} \text{CH}_4$
К-206	$\text{CH}_4 > \text{C}_3\text{H}_6 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{nC}_4\text{H}_{10} > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{nC}_5\text{H}_{12}$										
	27,89	8,44	7,43	3,4	0,76	0,73	0,47	0,32	0,3	0,13	$\Sigma_{\text{пр}} > \Sigma_{\text{непр}} \text{CH}_4$
К-208	$\text{C}_3\text{H}_6 > \text{C}_2\text{H}_4 > \text{C}_4\text{H}_8 > \text{CH}_4 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{C}_3\text{H}_8 > \text{iC}_5\text{H}_{12} > \text{nC}_5\text{H}_{12} > \text{iC}_4\text{H}_{10} > \text{nC}_4\text{H}_{12}$										
	32,58	21,94	10,07	8,2	1,1	1,0	0,72	0,32	0,16	0,13	$\Sigma_{\text{пр}} < \Sigma_{\text{непр}} \text{C}_3\text{H}_6$

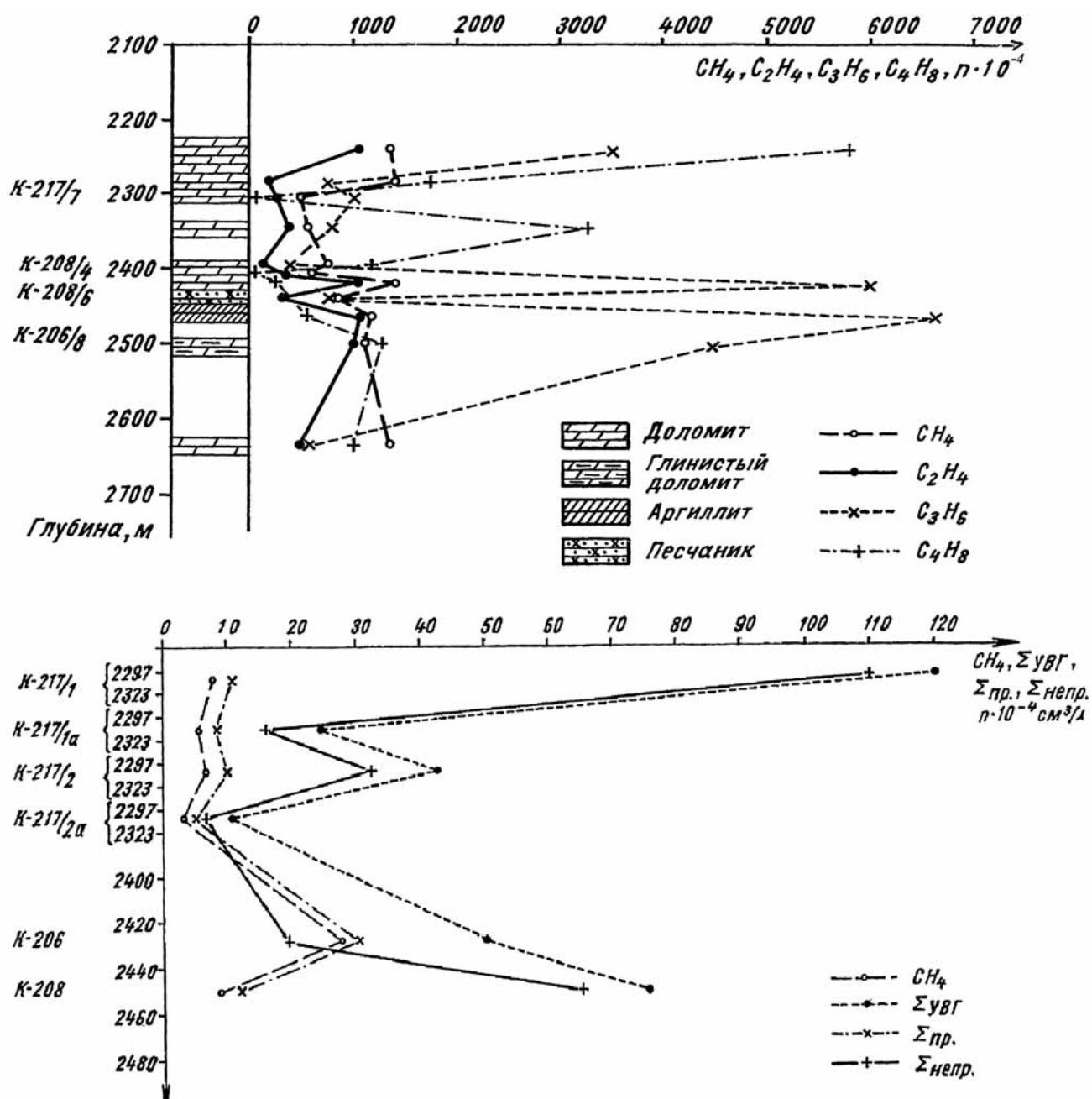


Рис. 2. Литологические особенности пород Куямбинской структуры в разрезе исследованных скважин и проявление влияния пластовых скоплений нефтегазовых компонентов на состав подземных вод

В целом в водах скважин К-217 и К-208 в наиболее значительной концентрации присутствуют компоненты C_3H_6 и C_4H_8 ; метан чаще всего следует за C_4H_8 .

Как указано ранее, существенное (довольно частое) распространение в подземных водах Куямбинской структуры непредельных сорбированных компонентов связано с более благоприятными для них (по сравнению с предельными компонентами) геохимическими свойствами, выражающимися в большей склонности к адсорбционным процессам.

Тяжелые углеводороды в подземных водах скв. К-206 характеризуются преобладанием предельных сорбированных компонентов над непредельными и метановым типом. В водах скв. К-206 метан со-

держится в большей концентрации по сравнению с прочими предельными компонентами. Исходя из данных табл. 5 подземные воды скв. К-206 отличаются от вод скв. К-208 и К-217 более высокими показателями нефтегазоносности, в частности, суммарным содержанием адсорбированных газов, содержанием метана и суммарным содержанием предельных компонентов, установленных по исследованию серии образцов воды, отобранных из каждой скважины.

Сравнение состава сорбированных углеводородных газов в водах и породах. Сравнение подземных вод и пород скважин К-206, К-208, К-217 по составу сорбированных углеводородных газов позволяет сделать следующие выводы.

Таблица 5

Содержание углеводородов, сорбированных карбонатными и терригенными породами, в скважинах К-217, К-208, К-206

Породы	Скважина/ образец	Глубина опробования, м	УВГ $n \cdot 10^{-4}$, $\text{см}^3/\text{кг}$						
			$\Sigma_{\text{увг}}$	CH_4	C_3H_6	$n\text{C}_4\text{H}_{10}$	C_4H_8	$\Sigma_{\text{пред.}}$	$\Sigma_{\text{непр.}}$
Карбонатные	К-217 1,5,7,11,15	2 200–2 400	2,950–12 960	500–1,400	400–3,500	20–2,700	5,5–5,800	1,200–8,300	1,400–10,300
	К-208 4	2 413	4,584	601	753	1,680	55	3,386	1,198
	К-206 1,17	2 400–2 600	9,550–21,000	1,410 (ср.)	547–6,000	3,388–9,440	260–1000	7,480–13,600	2,060–7,400
Терригенные	К-208 6	2 436	5,976	0,70	780	1,213	341	4,529	1,447
	К-208 4	2 458	22,837	1,214	6,667	10,400	627	14,419	8,418

На участке скважины К-206 четко прослеживается идентичность подземных вод и пород по составу сорбированных углеводородных газов, служащих критериями существенного проявления нефтегазонасности.

К этим критериям относятся повышенное общее суммарное содержание сорбированных углеводородных газов; превышение суммы предельных углеводородных газов над непредельными; принадлежность типов сорбированных углеводородных газов к компонентам предельного ряда (в воде к метановому), а сопутствующих газов — к углекислому газу; высокое содержание сорбированных углеводородных компонентов с длинными цепями углерода.

На участке скважины К-208 идентичность вод и пород по составу сорбированных углеводородных газов, представляющих собой критерии нефтеносности, меньше. В водах и породах повышено содержание углеводородных газов с длинными углеродными цепями, тип сопутствующих газов в водах и породах углекислый. В подземных водах отмечено высокое суммарное содержание сорбированных углеводородов. В породах сумма предельных сорбированных газов выше суммы непредельных; тип сорбированных газов представлен предельным компонентом $n\text{C}_4\text{H}_{10}$.

На участке скважины К-217 воды и породы характеризуются равнозначными отдельными показателями нефтеносности по сорбированным углеводородным газам; в водах — метановый тип углеводородных газов, а в породах — углекислый тип сопутствующих газов и повышенное содержание метана.

Распределение содержания УВ, ОВ и $\text{C}_{\text{орг}}$ в рифейских породах Куябинской структуры в целом изучено по фондовым данным.

По содержанию УВ в породах рифейских отложений Куябинской структуры установлены градации ($\text{г}/\text{см}^3$) <50, 50–100, 100–150, 150–400, которым соответствует конкретное содержание ОВ и $\text{C}_{\text{орг}}$ (%) (табл. 6). Эти градации характеризуют породы в конкретных скважинах на определенной глубине залегания. На основании этого выделены группы скважин, территории расположения которых образуют участки, в пределах которых выделяются пласты пород с разной характеристикой углеводородных показателей:

1) участок скважин на западе и северо-западе территории Куябинской структуры, сложенный доломитами, аргиллитами, мергелями на глубине 2090–2360 м, он отличается наименьшими количественными оценками углеводородных показателей (табл. 7);

2) участки около скважин в центре и на севере рассматриваемой структуры с глубиной залегания пласта аргиллитов 2247–2360 м, которые характеризуются наибольшими величинами углеводородных показателей;

3) участок около скважин в центральной части Куябинской структуры на глубине 2247–2360 м, сложенный аргиллитами. Содержание органических веществ и $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах промежуточное;

4) участки скважин в северной и северо-восточной частях рассматриваемой структуры, сложенные аргиллитами и приуроченные к глубине залегания более 2700 м, характеризуются наиболее высоким содержанием углеводородных компонен-

Таблица 6

Распределение углеводородных составляющих в породах Куябинской структуры

Положение	Порода	Глубина, м	УВ, $\text{г}/\text{м}^3$	О-В, %	$\text{C}_{\text{орг}}$, %
Запад, северо-запад	доломит, аргиллит, мергель	2090–2360	< 50	1,7–5,0	0,01–0,07
Центр структуры	то же	то же	50–100	то же	0,17–0,25
	аргиллит	2247–2360	100–150	7–17	0,03–1,3
Север, северо-восток	то же	то же	150–400	9–16	0,04–1,23
	то же	2723–2757	условно > 100–150	—	2,23–2,64

Таблица 7

Сравнительная характеристика нефтегазоносности скважин К-206, К-208, К-217 по сорбированным углеводородным газам

Объект / Показатели	Вода			Порода		
	К-206	К-208	К-217	К-206	К-208	К-217
ΣУВГ	промежуточное	максимальное	минимальное	максимальное	незначительное	незначительное
Σ _{пред} / Σ _{непр}	Σ _{пред} > Σ _{непр}	Σ _{пред} < Σ _{непр}	Σ _{пред} = Σ _{непр}	Σ _{пред} > Σ _{непр}	Σ _{пред} > Σ _{непр}	Σ _{пред} < Σ _{непр}
Тип УВГ	CH ₄	C ₂ H ₄	CH ₄	nC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₁₀
Тип сопутствующих газов	CO ₂	CO ₂	N ₂	CO ₂	CO ₂	CO ₂
УВГ цепи	высокие	повышенные	незначительные	высокие	высокие	низкие
CH ₄				низкие	средние	повышенные

тов, а породы содержат максимальное для пород рассматриваемой территории количество органических веществ и $C_{орг}$.

Условно эти участки по значимости степени проявления нефтеносности Куломбинской структуры близки к рассмотренным выше участкам скважин К-217, К-208, К-206 соответственно.

Перспективы нефтеносности рифейских отложений Куломбинской структуры по данным прямых и косвенных показателей. Вследствие ограниченности фактического материала перспективность нефтеносности рифейских отложений в пределах Куломбинской структуры рассматривается с качественных позиций и предварительно. Тем не менее разностороннее аналитическое исследование многочисленных проб подземных вод и пород, их детальная обработка и интерпретация результатов с генетических позиций позволяют предположительно, помимо общей оценки нефтеносности, оценить распространение залежей в Куломбинской структуре, а также положение в ее вертикальном разрезе наиболее перспективных пластов и выделить в ее пределах районы с разной нефтеносностью.

Положительный вывод о перспективности рифейских отложений Куломбинской структуры на нефтеносность следует из данных о прямых и косвенных признаках нефтеносности.

Прямой признак нефтеносности — присутствие в водах и породах органического вещества. Присутствие его в водах обнаружено аналитически в скважинах К-206, К-208, К-217. В водах и породах оно выявлено по повышенному содержанию фосфора органической природы и ряда микрокомпонентов, свойственных нефтяному веществу, и тяжелых металлов, образующих хорошо мигрирующие металлоорганические комплексы, а также азота в форме NH₄, формирующегося при разложении органики, по строгой закономерной изменчивости величин pH и Eh, подчиняющейся конкретному распределению органического вещества в системе подземная вода—порода.

В породах и подземных водах о нефтегазоносности можно судить по наличию, конкретным формам и количественному содержанию углеводородных газов, формирующихся в условиях

нефтяных скоплений и залежей и содержащих признаки нефтяного формирования.

В породах и водах присутствие следового содержания окисленной формы серы (SO₄) и восстановленных форм HS, H₂S свидетельствует о восстановительных условиях системы вода—порода, формирующихся при наличии в ней органического вещества.

Исходя из условий формирования химического состава подземных вод в районах скопления органических веществ гидрогеохимические показатели нефтегазовых месторождений представлены низкими значениями pH (<5,5–6,0); низкими значениями Eh (<+400 мВ), а также довольно высокими значениями температуры, что свидетельствует об активизации процессов нефтепреобразования, о пространственном перераспределении поступления дополнительного количества нефтяных компонентов в рифейские пласты-коллекторы.

Распределение нефтегазовых скоплений в плане и разрезе карбонатных отложений Куломбинской структуры представлено тремя видами скоплений, образующими три участка нефтеносности.

Скопления углеводородов, послужившие основой для образования площадей нефтегазопоявления в пределах Куломбинской структуры, характеризующихся разной нефтегазонасыщенностью, сформировались к концу рифея в позднерифейском бассейне осадконакопления в системе вода—осадок. Эти скопления в дальнейшем испытали несколько этапов переформирования в связи с дополнительным привнесом углеводородных компонентов из более глубоких рифейских пластов, подвергавшихся влиянию аномально высокой температуры. К этим этапам относится поздний рифей, характеризующийся подъемом осадочных образований рифея и нижнего протерозоя; венд—палеозой, характеризующийся погружением рифейских толщ; этап траппового магматизма на границе палеозоя и мезозоя, а также этап неотектонических движений. Аномально высокие температурные условия, способствуя привнесу нефтегазовых компонентов в верхнерифейские коллекторские толщи, влияли на состав подземных вод и водорастворимый состав пород рифея Куломбинской структуры. В подземных водах

в обстановке привноса органики формировались карбонатные соединения кальция (магния), которые при высокой температуре, понижающей их растворимость, кристаллизовались и накапливались в породах. Поступление органического вещества в воду способствовало сохранению низких значений Eh, а вывод карбонатов из вод — низких значений pH. Вследствие кристаллизации карбонатов значения pH водных вытяжек повысились до щелочных, но привнос органики способствовал сохранению низких значений Eh.

Состав подземных вод и водных вытяжек из пород рифея, как показано выше, по данным исследований и по фоновым данным неоднозначен на разных участках территории Куюмбинской структуры, особенно в пределах пласта на глубине 2090–2360 м. В районе скважины К-217 на глубине 2297–2323 м (интервал опробования подземной воды) и 2236 м (интервал опробования доломита на сорбированные углеводородные газы) отмечены повышенные, но не максимально высокие показатели нефтегазоносности; особенно по сорбированным углеводородным газам, незначительно повышена сумма сорбированных углеводородных газов ($12\,962 \cdot 10^4 \text{ см}^3/\text{кг}$) и метана ($1368 \cdot 10^4 \text{ см}^3/\text{кг}$). Тип углеводородных газов в водах метановый. Подобным образом выделяется район скв. К-208, также характеризующийся ограниченным числом четко выраженных показателей нефтеносности на глубине 2434–2464 м. Районы скважин К-208 и К-217 (центральная часть Куюмбинской структуры) можно объединить в самостоятельный обширный участок с повышенной нефтеносностью в пределах вышеуказанных значений глубины.

Третий участок приурочен к северной и северо-восточной частям Куюмбинской структуры, где расположена скв. К-206. Породы разреза скв. К-206 в интервале опробования 2419–2630 м отличаются существенно значимыми нефтегазовыми показателями по сорбированным углеводородным газам, имеющим максимально возможное суммарное содержание. Отмечено превышение предельных углеводородов над непредельными и высокое содержание метана. Из сорбированных предельных компонентов большим содержанием характери-

зуется C_3H_6 . Этот компонент уступает по степени сорбции C_4H_8 , но сильно реагирует на высокую температуру. Поэтому значительное преобладание C_3H_6 в районе скв. К-206 над C_4H_8 и другими компонентами свидетельствует о наиболее высоких значениях температуры на этом участке. Подземные воды скв. К-206 (глубина 2417–2445 м) имеют метановый тип с преобладанием суммы предельных углеводородов над непредельными, C_3H_6 над C_4H_8 , что также свидетельствует о чрезвычайно высокой температуре и нефтеносности района скв. К-206.

Состав подземных вод и соединений водных вытяжек из пород исследованных скважин соответствует показателям нефтеносности, полученным главным образом по данным о сорбированных углеводородных газах. Он указывает на то, что в пределах Куюмбинской структуры можно выделить три участка: западно-северо-западный с минимальными показателями нефтеносности; центральный с промежуточной нефтеносностью; северо-восточный и северный с максимальной нефтеносностью. На нефтеносных участках повышена нефтеносность отдельных пластов.

Заключение. На основе сведений о составе подземных вод, пород, сорбированных углеводородных газов в пределах Куюмбинской структуры проведена предварительная оценка проявлений нефтегазоносности. Уделялось внимание содержанию таких признаков нефтепроявления, как содержание метана, общее содержание сорбированных углеводородов, суммарное содержание предельных и непредельных углеводородов, содержание фосфора, ОВ, УВ, $\text{C}_{\text{орг}}$. В итоговых интерпретациях был учтен комплекс прямых и косвенных показателей нефтепроявления. В результате исследуемая площадь условно разграничена на три участка изучаемых скважин.

В целом работа направлена на подтверждение необходимости усиления поисковых нефтегазовых исследований посредством привлечения пока слабо изученных и дискуссионных методических приемов, к которым можно отнести методы использования нефтегазовых сорбированных углеводородных газов в качестве показателей нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баренбаум А.А. Механизм формирования скоплений нефти и газа. // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 6. С. 802–805.
- Гаврилов В.П. Возможные механизмы естественного восполнения запасов на нефтяных и газовых месторождениях // Геология нефти и газа. 2008. № 1. С. 56–64.
- Зорькин Л.М., Кондратов Л.С., Стадник Е.В. Новые рубежи использования нефтегазопроисковых геохимических методов // Геоинформатика. 2001. № 3. С. 62–70.
- Кондратов Л.С. Этапы технологии нефтегазопроисковых геохимических работ по адсорбированным газам пород и донных отложений акваторий // Геоинформатика. 2005. № 2. С. 50–61.
- Кондратов Л.С., Воинков Д.М., Прокофьева А.Ф. Адсорбированная форма газов пород — новый этап в

развитии газогеохимических поисков нефтегазовых скоплений // Разведка и охрана недр. М. 2009. № 11. С. 24.

Кондратов Л.С., Фокина Л.М. Новые возможности поиска нефтегазовых месторождений по адсорбированной форме газа пород и донных отложений акваторий // Вести газовой науки. 2010. № 2 (5). С. 124–134.

Кудельский А.В. Региональная гидрогеология, тепловой режим и нефтегазоносность осадочных бассейнов // Мат-лы науч. конф. «Гидрогеология нефти и газа». М.: ГЕОС, 2010.

Поступила в редакцию 17.07.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 551.345

А.Н. Хименков¹, А.В. Кошурников², П.А. Соболев³**ФИЛЬТРАЦИЯ ГАЗА В МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ**

*Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, 101000, Москва, Уланский пер., 13, стр. 2
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*Sergeev Institut of Environmental Geoscience RAS, 101000, Moscow, Ulansky pereulok, 13, p. 3
Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Работа посвящена лабораторному изучению фильтрации газа в образцах льда с разной соленостью и мерзлых грунтов. Для этого на специально созданной установке мерзлые образцы подвергались напорному воздействию газа. Затем с помощью методов текстурных и структурных исследований в проходящем, отраженном и поляризованном свете изучали их строение. В ходе опытов удалось выявить процессы, сопровождающие фильтрацию газа во льдах с разной засоленностью и в мерзлом грунте, а также установить температурные диапазоны ее начала.

Ключевые слова: флюиды, фильтрация газа, газовые каналы, пластические деформации, разрывные деформации, криогенные текстуры, напорная фильтрация газа, фильтрационно-деформационный механизм.

The work is devoted to the laboratory study of gas filtration in samples of ice of various salinity and frozen soils. For this, in a specially designed installation, frozen samples were subjected to pressure gas. Then, using the methods of texture and structural studies in transmitted, reflected and polarized light, a study of their structure was carried out. During the experiments, it was possible to identify the processes accompanying gas filtration in ice of various salinity and frozen soil, as well as to establish the temperature ranges of its beginning

Key words: fluids, gas filtration, gas channels, plastic deformation, breaking strain, cryogenic textures, pressure filtration of gas, filtration and deformation mechanism.

Введение Согласно господствующим в настоящее время представлениям криолитозона — экран, препятствующий выходу подземного газа на поверхность. В.С. Якушев, проанализировавший огромный материал о фильтрации газа в многолетнемерзлых породах, пришел к заключению, что высокольдистые покровные отложения криолитозоны (верхние 40–50 м) практически непроницаемы для газа, даже идущего под напором из глубины [Якушев, 2009]. Для проницаемых песчаных прослоев внутри криолитозоны критическое значение льдонасыщенности порового пространства, при котором возможна фильтрация газа, может быть принято равным 60–70% от порового объема. Если льдонасыщенность порового пространства больше этой величины, то порода становится непреодолимой для фильтрации природного газа [Якушев, 2009; Чувилин и др., 2016].

Эта позиция, несомненно, верна, если рассматривать область низких отрицательных значений температуры. Но при приближении температуры мерзлых грунтов к области фазовых переходов их свойства меняются. Уменьшается прочность, увеличивается количество незамерзшей воды

(особенно в засоленных грунтах), вследствие температурных деформаций развиваются ослабленные зоны, увеличивается давление в газовых включениях. В этом случае уже при незначительном напоре может наблюдаться фильтрация газа сквозь подземные льды и мерзлые грунты [Хименков и др., 2018; Хименков, Станиловская, 2018]. Для криолитозоны, как и для Земли в целом, возможность фильтрации газа из мерзлых пород еще до их оттаивания имеет огромное значение. Вклад выделившихся непосредственно из мерзлых пород парниковых газов, в первую очередь метана и углекислого газа, в изменение климата не учитывается, а он может быть значительным. По мере освоения Арктики техногенное тепловое воздействие на многолетнемерзлые породы будет неуклонно возрастать. При этом фильтрация парниковых газов из мерзлой толщи под отепляющим техногенным воздействием на территориях месторождений углеводородов, расположенных в арктической зоне, может быть существенной.

Исследование перераспределения газа в многолетнемерзлых породах в естественных условиях сопряжено со значительными трудностями.

¹ Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН, лаборатория геокриологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: a_khimenkov@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова геологический факультет, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: msu-geophysics@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова геологический факультет, магистрант; e-mail: msu-geophysics@mail.ru

Лабораторное моделирование облегчает подбор условий, при которых возможна фильтрация газов в мерзлых грунтах

Материалы и методы исследований. Изучение фильтрации газа сквозь мерзлые породы и льды проведены совместно сотрудниками Института геоэкологии РАН и кафедры геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Программа исследований предполагала в первую очередь проведение опытов с льдами различной минерализации и последующим переходом к грунтовым образцам.

Для проведения экспериментов была создана установка, обеспечивающая подготовку образцов льда и мерзлых грунтов кубической формы размером 20×8×8 см; подачу газа под давлением в нижнюю часть образца (рис. 1), геофизическое исследование образцов до и после подачи газа. В качестве газа использовался воздух. Давление создавалось компрессором «FUBAG» DC 320/50 CM2.5, точность измерения давления 0,5 кг/см². Контроль за выходом газа с поверхности образца осуществлялся путем размещения на поверхности контейнера газонепроницаемой эластичной камеры (резиновой перчатки, рис. 1).



Рис. 1. Установка для исследования фильтрации газа сквозь мерзлые образцы при отрицательной температуре. Резиновая перчатка, надетая на контейнер, предназначена для фиксации выделения газа с поверхности образца. Фото П.А. Соболева

Образцы готовили методом послойного промораживания при температуре $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$. После промораживания образец выстаивался до температуры окружающей среды ($-9\text{ }^{\circ}\text{C}$), после чего в нижнюю часть образца подавали газ из штуцера под давлением 2 кг/см² для льда и около 4 кг/см² для грунта. При температуре $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ фильтрация газа не наблюдалась. После этого температуру повышали. При температуре около $-2\div-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ для льда и $-1\div-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для грунта зафиксирован выход газа с поверхности образца. По окончании опыта проводились структурные и текстурные исследования образцов. В первой серии опытов, изучение фильтрации газа проводили на образцах льда с разной засоленностью (20 г/кг, 5 г/кг, пресный лед); при подготовке мерзлых грунтовых образцов использовали глуховецкий каолин с начальной

влажностью, незначительно превышающей верхний предел пластичности.

После фиксации выхода газа с поверхности образца, его распиливали в вертикальной плоскости по центру. После зачистки поверхности фотографировали срезы в вертикальной и горизонтальной плоскостях. При исследовании льда изучали структуру льда в проходящем и поляризованном свете. Грунтовые образцы фотографировали в отраженном свете. В дальнейшем путем обработки фотографий изучали структурные и текстурные особенности образцов льда и грунта. На основании этого делали выводы об особенностях фильтрации газа в образцах различного состава и строения.

Результаты исследований и их обсуждение. *Лед с минерализацией 20 г/кг.* Изучение структуры льда при промораживании раствора с минерализацией 20 г/л показало, что при подаче газа во лду формируются многочисленные субвертикальные каналы, пронизывающие образец льда на всю высоту (рис. 2). Каналы представляют собой цепочки круглых и вытянутых газовых пузырьков с поперечником около 1–2 мм.



Рис. 2. Ориентировка газовых каналов в образце засоленного льда, съемка в проходящем свете, минерализация первичного раствора 20 г/кг. Фото А.Н. Хименкова

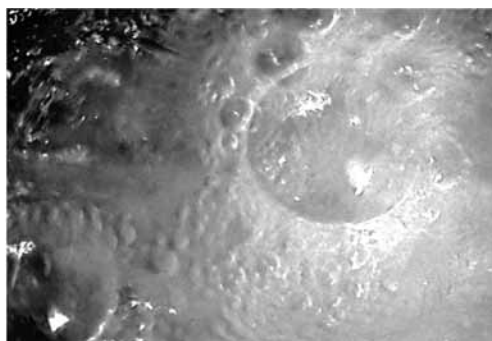


Рис. 3. Выход газа и минерализованной воды с поверхности ледяного образца с минерализацией 20 г/кг. Фото П.А. Соболева

Используя ослабленные зоны, фильтрующий-ся сквозь лед газ движется под давлением вверх и выделяется с поверхности образца в виде пузырей (рис. 3). В качестве ослабленных зон выступают рассольные ячейки, пронизывающие кристаллы льда. При движении газ выдавливает минерализованный раствор (рис. 3), на этом рисунке хорошо видно одновременное поступление газа и жидкости

на поверхность образца. Структурные исследования показали, что каналы фильтрации газа в поперечном сечении имеют округлую, угловатую и вытянутую форму. В верхней части образца они распределены довольно равномерно (рис. 2), в нижней части каналы сходятся к центру (рис. 2).

Лед с минерализацией 5 г/кг. Для предотвращения формирования рассольных зон и более быстрого формирования льда образец готовили с помощью послойного промораживания (рис. 4), таким образом удалось полностью устранить выдавливание минерализованного раствора из образца. Распределение газовых включений в образце льда с первичной минерализацией 5 г/кг значительно отличается от распределения в образце с большей минерализацией. Здесь газовые каналы более локализованы и имеют более разнообразные формы: они могут иметь форму цепочек пузырьков с диаметром 1–2 мм или быть вытянуты в виде скривленных червеобразных каналов диаметром 2–3 мм с субвертикальной ориентировкой (рис. 5). Отдельные каналы прослеживаются на всю высоту образца, но чаще они отмечаются в 1–2 слоях. Выявлены каналы сложного строения. Их нижние части имеют червеобразную форму, выше каналы делаются тоньше, еще выше продолжают в виде цепочки газовых пузырьков с диаметром несколько долей миллиметра (рис. 5).



Рис. 4. Образец льда, приготовленный послойным наливом; съемка в проходящем свете. Минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото П.А. Соболева

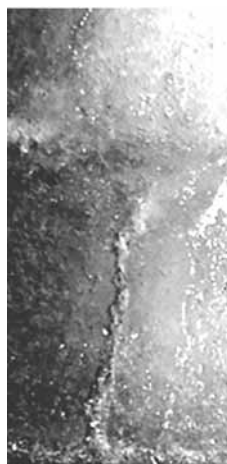


Рис. 5. Газовые каналы в массиве льда, секущие границы между слоями льда; съемка в отраженном свете, минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото А.Н. Хименкова

Лед по всей высоте образца разбит вертикально ориентированными трещинами (рис. 6), заполненными газовыми пузырьками размером до 1 мм. Трещины наблюдаются как внутри слоев, так и на их границе. Они разрушают контакты слоев сетью параллельных трещин (рис. 6), проникающих из нижнего слоя в перекрывающий.

Наряду с разрывными нарушениями во льду прослеживаются пластические деформации, которые маркируются изогнутыми и волнообразными

газонасыщенными каналами (рис. 7). Разрывные и пластические деформации часто встречаются вместе. Они сосредоточены в основном в нижней части образца.

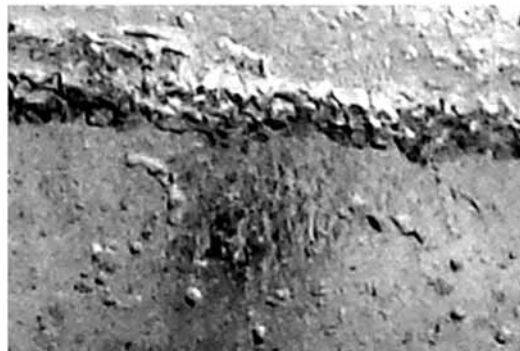
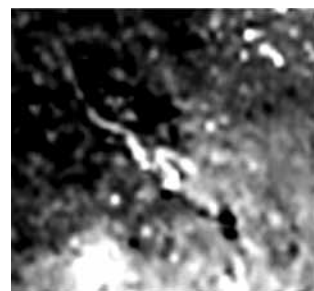


Рис. 6. Зона вертикально ориентированных трещин во льду (в массиве льда и на границе между слоями); съемка в проходящем свете, минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото А.Н. Хименкова

Рис. 7. Червеобразные газовые каналы; съемка в проходящем свете, минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото А.Н. Хименкова



На контакте со штуцером подачи газа сформировалась веерообразная газонасыщенная зона высотой около 2 см и шириной 3–4 см, к которой приурочены радиально расходящиеся трещины (рис. 8).

Съемка структуры льда нижнего слоя льда в поляризованном свете показала, наличие многочисленных следов пластических и разрывных деформаций в зоне, непосредственно примыкающей к штуцеру (рис. 9). Некоторые кристаллы вдавлены один в другой. Встречаются типичные формы будинажа, когда вытянутые кристаллы разорваны, а их отдельные фрагменты смещены. Широко развиты трещины и зоны дробления на контактах кристаллов, цепочки воздушных включений (рис. 8, 9).

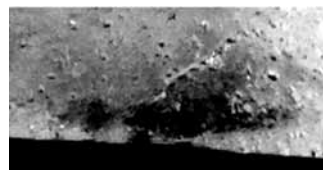


Рис. 8. Нижняя часть образца, примыкающая к штуцеру; съемка в проходящем свете, минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото А.Н. Хименкова

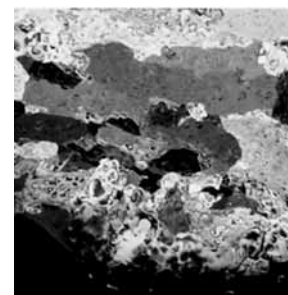


Рис. 9. Структура нижнего слоя льда в зоне контакта со штуцером подачи газа; съемка в поляризованном свете, минерализация первичного раствора 5 г/кг. Фото А.Н. Хименкова

Изучение образца льда с начальной минерализацией раствора 5 г/кг показало, что, в отличие от образца с большей минерализацией, фильтрация газа под давлением сопровождалась своим набором процессов, к которым относится формирование нитевидных и червеобразных каналов, заполненных газовыми пузырьками, многочисленные трещины, пластические и разрывные деформации льда и газовых включений, зоны дробления, перестройка структуры льда, особенно заметная на контакте со штуцером подачи газа.

Пресный лед. Подготовку образца пресного льда проводили при всестороннем промерзании дистиллированной воды. Исследования были сосредоточены на изучении нижней части образца льда, непосредственно примыкающей к штуцеру подачи газа (рис. 10, 11). Ее отличительная особенность — наличие вытянутых, радиально ориентированных пузырьков воздуха. Подача газа под напором 2,5 кг/см² вызвала коренную перестройку этого слоя льда. Сформировалась газонасыщенная зона, разрывающая первичный слой (рис. 10, 11). Особенность первичного слоя льда — наличие двух систем воздушных пузырьков. Одна из них представляет собой цепочки мелких (1–2 мм) изометричных пузырьков воздуха, расположенных параллельно поверхности промерзания. Она соответствует цикличности льдообразования при первичном промерзании (рис. 10). Вторая система выделяется в виде сплошной зоны нитевидных пузырьков, ориентированных по нормали к фронту промерзания. Подача газа резко изменила структуру первичного льда. Границы зоны воздействия газа на лед резкие, с многочисленными разрывными и пластическими деформациями. По границе наблюдаются многочисленные трещины, изогнутые вытянутые пузырьки газа, направление которых не совпадает с общим направлением газовых включений в первичном слое (рис. 10, 11). Во льду, непосредственно примыкающем к штуцеру

подачи газа, первичная структура льда полностью разрушена. В результате сформировалась насыщенная газом область без каких-либо структурных признаков. К этой бесструктурной зоне примыкает слой кристаллов со следами значительных пластических деформаций (рис. 11).

Образец каолина. При исследовании фильтрации газа в мерзлых грунтах использован глуховецкий каолин. Начальная влажность в образце незначительно превышала верхний предел пластичности (около 50%). Мерзлый образец подготавливали при послойном заполнении и замораживании. После замораживания температуру образца доводили до –10 °С, после чего начиналась подача газа под давлением 4 кг/см², затем постепенно температуру повышали. Выход газа с поверхности образца зафиксирован при температуре –0,5 °С. Криогенное строение мерзлого образца показано на рис. 12. Неоднородность криогенного строения мерзлого образца объясняется неравномерностью заполнения контейнера грунтом. На выполнение основной задачи эксперимента по изучению фильтрации газа в мерзлом образце неоднородность криогенного строения не повлияла.

В нижнем 2–3-сантиметровом слое (рис. 12, слой 1) криотекстура преимущественно массивная, с отдельными шлирами льда толщиной около 1 мм. В районе контакта с газоподводящим штуцером наблюдаются субвертикальные, расходящиеся от центра слоистые текстуры, заполненные сублимационным льдом (рис. 13, 14). Лед в субвертикальных слоях толщиной около 1 мм расположен отдельными зонами в виде мелких кристаллов размером около 0,1 мм. Наблюдается разделение субвертикальных шлиров на несколько более мелких, выраженных в виде изгибающихся полос в грунте. На участках, где плоскость субвертикального шлира совпадает с плоскостью среза образца, видна поверхность, покрытая мелкими угловатыми кристаллами (сублимационный лед) (рис. 13).

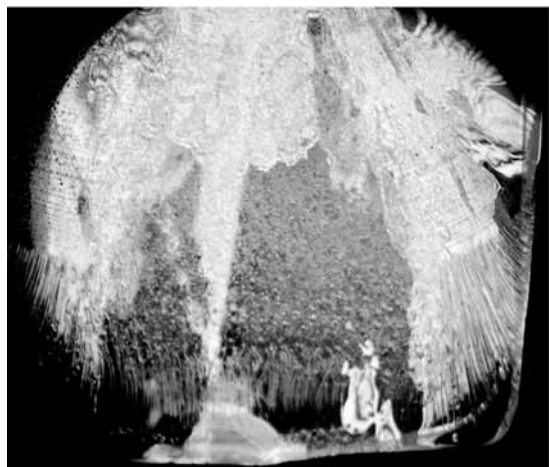


Рис. 10. Нижняя часть образца; съемка в проходящем свете, пресный лед. Фото А.Н. Хименкова

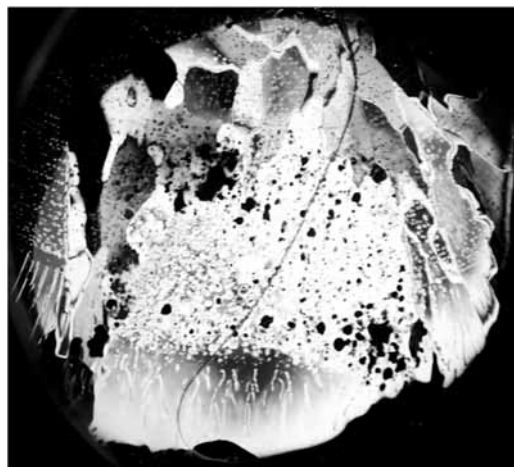


Рис. 11. Разрушение первичной структуры льда в зоне контакта со штуцером подачи газа; съемка в поляризованном свете, пресный лед. Фото А.Н. Хименкова

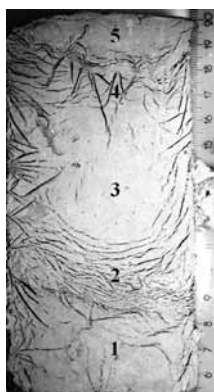


Рис. 12. Криогенное строение образца каолина, подготовленного при послойном намораживании. В центре нижнего края образца находился штуцер подачи газа; 1–5 — слои с разным криогенным строением; съемка в отраженном свете. Фото П.А. Соболева

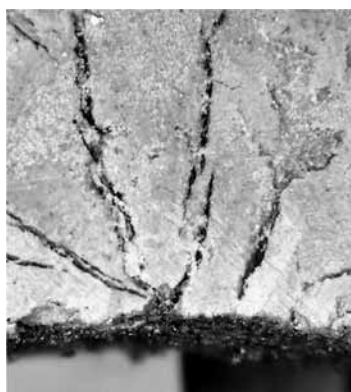


Рис. 13. Нижняя часть образца, примыкающая к штуцеру подачи газа (слой 1). Трещины, частично заполненные сублимационным льдом; съемка в отраженном свете. Фото А.Н. Хименкова

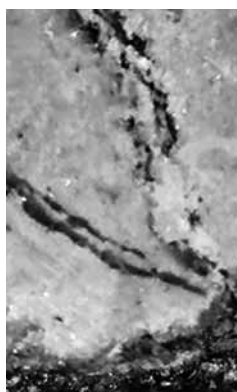


Рис. 14. Строение шлиров, расходящихся от нижней части образца каолина (слой 1, штуцера подачи газа 2); съемка в отраженном свете. Фото А.Н. Хименкова

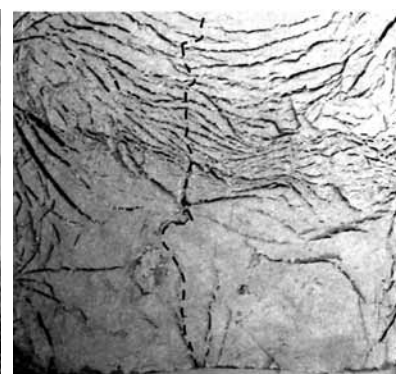


Рис. 15. Криогенное строение нижней части образца каолина (слой 2); съемка в отраженном свете. Фото П.А. Соболева

Выше слоя с массивной криотекстурой находится слой толщиной 3–4 см со слоистой криотекстурой (рис. 12, 15, слой 2). Толщина шлиров льда до 1 мм, толщина грунтовых прослоев от 1 до 2–3 мм. Шлировые текстуры в центральной части образца ориентированы горизонтально. В краевых частях угол наклона слоев возрастает до 70–80°, что свидетельствует о влиянии бокового промерзания. В зоне слоистых криотекстур наблюдается большое количество ветвящихся, искривленных, субвертикально ориентированных каналов толщиной несколько долей миллиметра (рис. 16). Каналы разрывают шлиры льда, не разрушая их общую ориентацию. Прослеживается связь каналов в слоистых текстурах с аналогичными образованиями в нижележащем слое (рис. 15).

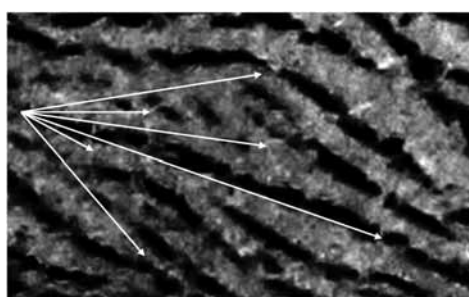


Рис. 16. Субвертикальные каналы, прорывающие первичные слоистые криогенные текстуры (слой 2); съемка в отраженном свете. Фото А.Н. Хименкова

Выше зоны слоистых криотекстур залегает слой с массивным криогенным строением толщиной 5–6 см (рис. 12, слой 3). После обработки снимков удалось выявить наличие многочисленных вытянутых в вертикальном направлении каналов, связанных с каналами из нижележащих слоистых криотекстур (рис. 17).

Над слоем с массивной криотекстурой залегают слоисто-сетчатые криотекстуры толщиной 2–3 см (рис. 12, 18, слой 4), перекрытые верхним слоем массивных криотекстур толщиной 1–2 см (рис. 12, 18, слой 5). Оба этих слоя пронизаны многочисленными каналами. Часть из них приурочена к субвертикальным шлирам, часть — представляет собой изогнутые, субвертикально ориен-

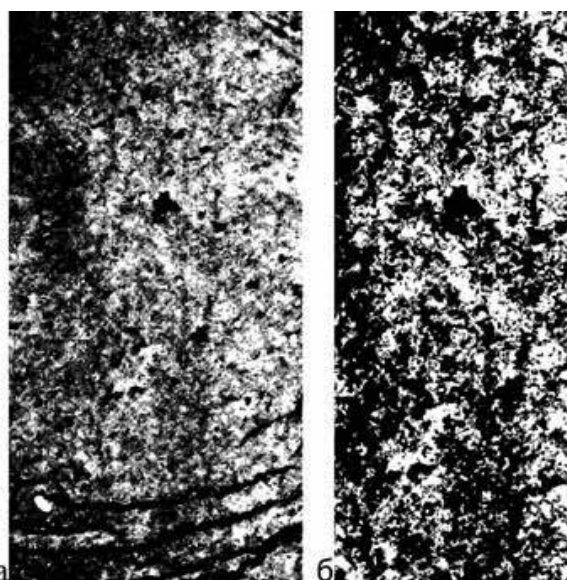


Рис. 17. Субвертикальные каналы в слое массивной криотекстуры (слой 3); а — фото всего слоя, в нижней части фотографии горизонтальные шлиры льда из слоя 2; б — увеличенный фрагмент рис. 17; съемка в отраженном свете. Фото А.Н. Хименкова

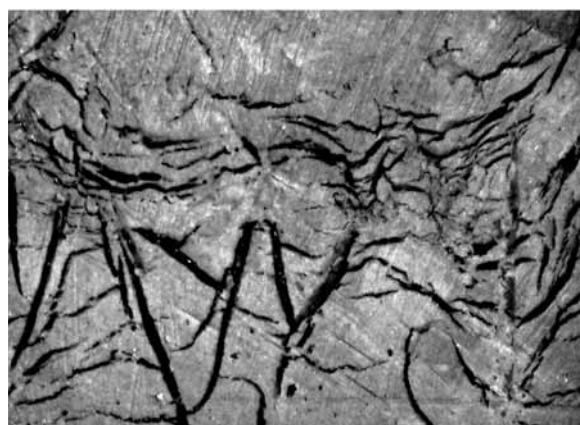


Рис. 18. Слой слоисто-сетчатых криотекстур и перекрывающий его слой массивной криотекстуры (слои 4, 5); съемка в отраженном свете. Фото. П. А. Соболева

тированные трещины шириной несколько долей миллиметра, частично заполненные льдом или не содержащие льда. Они подходят непосредственно к поверхности образца.

В распределении субвертикальных каналов, пронизывающих мерзлый образец, наблюдаются определенные закономерности. В слое 1 каналы приурочены к центральной части и радиально расходятся от места примыкания штуцера подачи газа. В слое 2 субвертикальные каналы наиболее выражены. Они распространены по всей толще слоя. В вышерасположенных слоях каналы менее выражены. В слоях 4 и 5 наблюдаются лишь их единичные проявления.

Результаты исследований и их обсуждение.

Таким образом, в ходе исследований впервые удалось зафиксировать фильтрацию газа сквозь льды и мерзлые грунты и изучить сопровождающие ее процессы. Установлено, что фильтрация газа во льдах и грунтах происходит только при определенных соотношениях давления и температуры. При температуре -9°C в диапазоне давления газа $2\text{--}4\text{ кг/см}^2$, при которых проводились эксперименты, фильтрация не наблюдалась. Она начинала проявляться только при повышении температуры. Соотношение давления газа и температуры образца, при которых начиналась фильтрация газа, у каждого грунта было разным. В образцах льда с засоленностью 20 г/кг фильтрация происходила при температуре -3°C и давлении 1 кг/см^2 . В образце с засоленностью 5 г/кг и в образце пресного льда фильтрация начиналась при давлении $2,0\text{--}2,5\text{ кг/см}^2$ и температуре около -2°C . В образце каолина давление газа, при котором была зафиксирована фильтрация, составляло 4 кг/см^2 , при этом температура образца была $-0,5^{\circ}\text{C}$.

Установлено, что фильтрация газа в мерзлых образцах обусловлена различными процессами. В засоленном льду при промерзании формируются многочисленные рассольные ячейки, ориентированные преимущественно в субвертикальном направлении. Двигающийся пузырек газа толкает перед собой жидкость, выдавливая ее вверх (рис. 3). Формируется газово-жидкостный поток, переносящий жидкость в область меньшего давления. Во льду с малой засоленностью и в пресном льду давление газа приводило, особенно в нижних частях образцов, примыкающих к штуцеру, к развитию многочисленных разрывных и пластических деформаций, зон дробления, сколов, трещин. Структура кристаллов локально была значительно перестроена. Пузырьки газа, находящиеся под давлением, выбирают ослабленные зоны и проникают по ним в глубь образца. По проделанному каналу поступают следующие пузырьки. В результате формируется сеть многочисленных изгибающихся, соединяющихся и ветвящихся газовых каналов, имеющих общее направление вверх (рис. 4–8). В местах, где движение газовых пузырьков за-

труднено, происходит их накопление и развитие червеобразных газовых полостей.

Изучение мерзлого образца каолина, подвергнутого напорному воздействию газа, показало, что по всей высоте образца наблюдаются субвертикально ориентированные каналы, берущие начало от зоны примыкания штуцера, подающего газ к нижней поверхности образца (рис. 12–17). Морфология каналов различна, в некоторых случаях они представляют полости, частично заполненные мелкими кристаллами льда, в других — выражаются в виде вытянутых углублений на поверхности образца, иногда они выделяются в виде более светлых или темных (рис. 15–17) узких, ориентированных субвертикально ломаных линий. При всем разнообразии морфологии каналы образуют единую систему, пронизывающую образец каолина. Отметим, что границы слоев, намораживаемых при подготовке образца, не служат преградой для выделяемых каналов, они без разрывов переходят из слоя в слой.

Каналы пронизывают образец каолина с разным криогенным строением на всю высоту, деформируют первичные криотекстуры и приурочены к штуцеру подачи газа. Все это позволяет сделать следующие выводы:

- обнаруженные каналы — результат напорной фильтрации газа сквозь мерзлый образец;
- фильтрация газа вызывает деформации первичного криогенного строения.

В изучении фильтрации газа сделаны первые шаги. Какие-либо обобщения делать пока рано, исследования продолжаются. Но некоторые предварительные соображения можно уже сформулировать.

При повышении температуры в мерзлых породах в них начинает развиваться система парагенетически связанных процессов: увеличение содержания незамерзшей воды, появление рассольных ячеек, формирование микротрещин за счет неравномерной тепловой деформации минерального скелета и льда, объемного изменения газовых включений. С увеличением температуры давление «защемленного» газа в порах растет. Это ведет к дополнительным деформациям минерального скелета или льда [Роман, 2002; Роман и др., 2017]. Все это выражается в значительном ослаблении деформационных свойств мерзлой породы. Установлено, что при повышении температуры в мерзлых породах одна и та же величина относительной деформации достигается при меньшем напряжении. Например, при повышении температуры от -20 до -5°C аналогичных величин деформации можно достичь при напряжении в 3–4 раза меньше [Ершов, 2002].

Нагревание образца приводит к ослаблению его внутренних связей и появлению комплекса микродеформаций и ослабленных зон. При достижении определенного соотношения между нагрузкой, создаваемой газом, который находит-

ся под давлением, и прочностью образца, газ по ослабленным зонам начинает проникать в образец. Это приводит к образованию трещин и зон локальных пластических деформаций уже за счет воздействия фильтрующегося газа, что в свою очередь вызывает усиление фильтрации и т.д. При этом массив грунта в целом сохраняет первичное строение, поскольку при фильтрации газа происходит только локальное смещение и трансформация его отдельных элементов. Например, в образце каолина шлировые текстуры оказались локально разорваны и немного сдвинуты в местах разрывов, но общий рисунок криогенного строения не изменился.

Заключение. В ходе лабораторных исследований установлено:

- газонепроницаемые при низкой отрицательной температуре льды и мерзлые грунты в ходе повышения температуры до определенных границ (для каждого вида льда и грунта границы будут индивидуальны), оставаясь в мерзлом состоянии, начинают пропускать газ под давлением;

- фильтрация газа сквозь многолетнемерзлые льды сопровождается различными процессами деформации первичного криогенного строения;

- в ходе фильтрации в мерзлых грунтах формируются новообразования, представляющие собой газовые включения различных морфологии и размеров;

- комплекс парагенетически связанных фильтрационно-деформационных процессов, создавая локальные зоны повышенной проницаемости, обуславливает резкое усиление миграции газовых флюидов в мерзлых породах;

- изучаемые в лабораторных условиях процессы миграции газа в образцах льда и мерзлого грунта обусловлены фильтрационно-деформационным механизмом, заключающимся в совместном действии процессов деформации пород под давлением и фильтрации газа по формирующимся при этом ослабленным зонам;

- миграция газов при повышении температуры в образцах мерзлых грунтов (в диапазоне ее отрицательных значений) может происходить при

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ершов Э.Д. Общая геокриология. М.: Недра, 1990; 2002. 450 с.

Роман Л.Т. Механика мерзлых грунтов М.: МАИК, 2002. 426 с.

Роман Л.Т., Мерзляков В.П., Малеева А.Н. Влияние степени водогазонасыщения на температурные деформации мерзлых грунтов // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI, № 3. С. 24–31.

Хименков А.Н., Власов А.Н., Волков-Богородский Д.Б. и др. Флюидодинамические геосистемы в криолитозоне. Ч. 2. Криолитодинамические и криогазодинамические геосистемы // Арктика и Антарктика. 2018. № 2. С. 48–70. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.2.26377.

Хименков А.Н., Станиславская Ю.В. Феноменологическая модель формирования воронок газового выброса на примере Ямальского кратера // Арктика и

различных льдистости и параметрах криогенного строения.

Утверждение, что льдистые мерзлые породы газонепроницаемы, и полученные нами результаты не противоречат друг другу. Если порода сцементирована льдом и в ней не развиваются деформации, то фильтрация газа не происходит, если же в силу тех или иных причин в мерзлой породе ослабнут внутренние связи и в ней возникнет источник газа, находящегося под повышенным давлением, то при достижении определенных соотношений между давлением газа и прочностью мерзлой породы фильтрация возможна.

Результаты лабораторного изучения фильтрации газа в образцах льда и мерзлом грунте хорошо коррелируют с данными о мерзлотных образованиях, связанных с фильтрацией газа в многолетнемерзлых породах при формировании воронок газового выброса [Хименков и др., 2018; Хименков, Станиславская, 2018]. Полученные нами данные имеют важное теоретическое и практическое значение для понимания процессов, происходящих в криолитозоне при локальном или глобальном повышении температуры за счет естественных или техногенных воздействий. Даже при незначительном повышении температуры в толщах гидратосодержащих многолетнемерзлых пород может начаться разложение газогидратов и выделение внутригрунтового газа, находящегося под высоким давлением. Все современные расчеты строятся на представлениях о фильтрации газов после оттаивания многолетнемерзлых пород. Однако этот процесс может происходить и в мерзлых массивах. Вклад парниковых газов, выделившихся из толщи мерзлых пород, в первую очередь метана и углекислого газа, в изменение климата еще никто не учитывал, а он может быть значительным. Лабораторное моделирование позволяет создавать различные комбинации вещественных и термобарических условий и может быть важным методом изучения фильтрации газа в мерзлых породах.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № АААА-А19-119021190077-6).

Антарктика. 2018. № 3. С. 1–25. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.3.27524.

Чувиллин Е.М., Гребенкин С.И., Сакле М. Влияние влагосодержания на газопроницаемость пород в мерзлом и талом состояниях // Криосфера Земли. 2016. Т. 20, № 3. С. 71–78.

Чувиллин Е.М., Соколова Н.С., Спасенных М.Ю. Метан в мерзлоте — ресурс или опасность? URL: <https://goarctic.ru/work/metan-v-merzlote-resurs-ili-opasnost/> (дата обращения: 04.10.2019).

Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ, 2009. 192 с.

Поступила в редакцию 11.12.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 551.89, 550.83

С.С. Бричева¹, И.Н. Модин², А.В. Панин³, К.Д. Ефремов⁴, В.М. Матасов⁵

СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова».**119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1**Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный переулок, д. 29, стр. 4**ФГАОУ ВО «Российский университет дружбы народов», Аграрно-технологический институт, 117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6**Lomonosov Moscow State University. 119234, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. 119017, Moscow, Staromonetny lane, 29**RUDN University. Agrarian and Technological Institute, 117198, Moscow, Miklukho-Maklaya str., 6*

Рассмотрены результаты комплексных геофизических работ, выполненных методами электротомографии и георадиолокации, в верховьях Днепра. Целями геофизических работ были уточнение положения литологических границ в разрезе, определение особенностей залегания и внутренней структуры отложений, выбор мест для бурения и корреляция данных между скважинами. Полученные данные позволили судить о перестройке долины верхнего Днепра вследствие подпруживания поздневалдайским ледниковым покровом. Верхняя часть разреза изучена методом георадиолокации в диапазоне частоты 50–250 МГц; до глубины 80–100 м разрез изучен методом электротомографии. Данные о глубине залегания геологических границ, полученные при помощи георадара, использованы для корректировки результатов электротомографии путем включения их в процедуру фокусирующей инверсии.

Ключевые слова: георадиолокация, георадар, электротомография, фокусирующая инверсия, перестройка речных систем, верхний Днепр.

Geophysical techniques Ground Penetrating Radar (GPR) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) are used for the geological mapping and description of inner structure of sediments of the Upper Dnieper zone. Geophysical data assisted locating the boreholes and correlation the horizons between them. The information obtained by geophysics provided a basis to identify the rerouting of the upper Dnieper valley due to the Valdaian glaciation. GPR data on frequencies 50–250 MHz allowed to describe the upper part of geological section, ERT provided data up to 80–100 m depth. We performed the modified focusing inversion, based on major boundaries obtained with GPR, to correct ERT inversion model.

Key words: ground-penetrating radar, electrical resistivity tomography, GPR, ERT, focusing inversion, rerouting of fluvial systems, upper Dnieper River.

Введение. Методы георадиолокации и электротомографии часто применяются в комплексе при решении различных задач геоморфологии [Pellicer, Gibson, 2011; Глазунов, Лаломов, 2014; Bernatek-Jakiel, Kondracka, 2016]. Метод георадиолокации (георадар), несмотря на небольшую глубинность исследования (10–15 м в песчано-суглинистых грунтах и существенно меньше в глинистых), обладает высокой разрешающей способностью и чувствительностью к изменению таких харак-

теристик пород, как гранулометрический состав, глинистость, влажность. Возможность детально расчленив разрез по этим характеристикам и выявить форму залегания геологических тел определяет частое применение метода георадиолокации в четвертичных отложениях [Ekes, Hickin, 2001; Bristow, JoI, 2003, Сысуев, 2014]. Метод электротомографии обеспечивает большую глубинность исследования, позволяет делать количественную оценку глубины геоэлектрических слоев и дву-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, мл. науч. с.; Институт географии РАН, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория эволюционной географии, мл. науч. с.; канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* svebrich@gmail.com

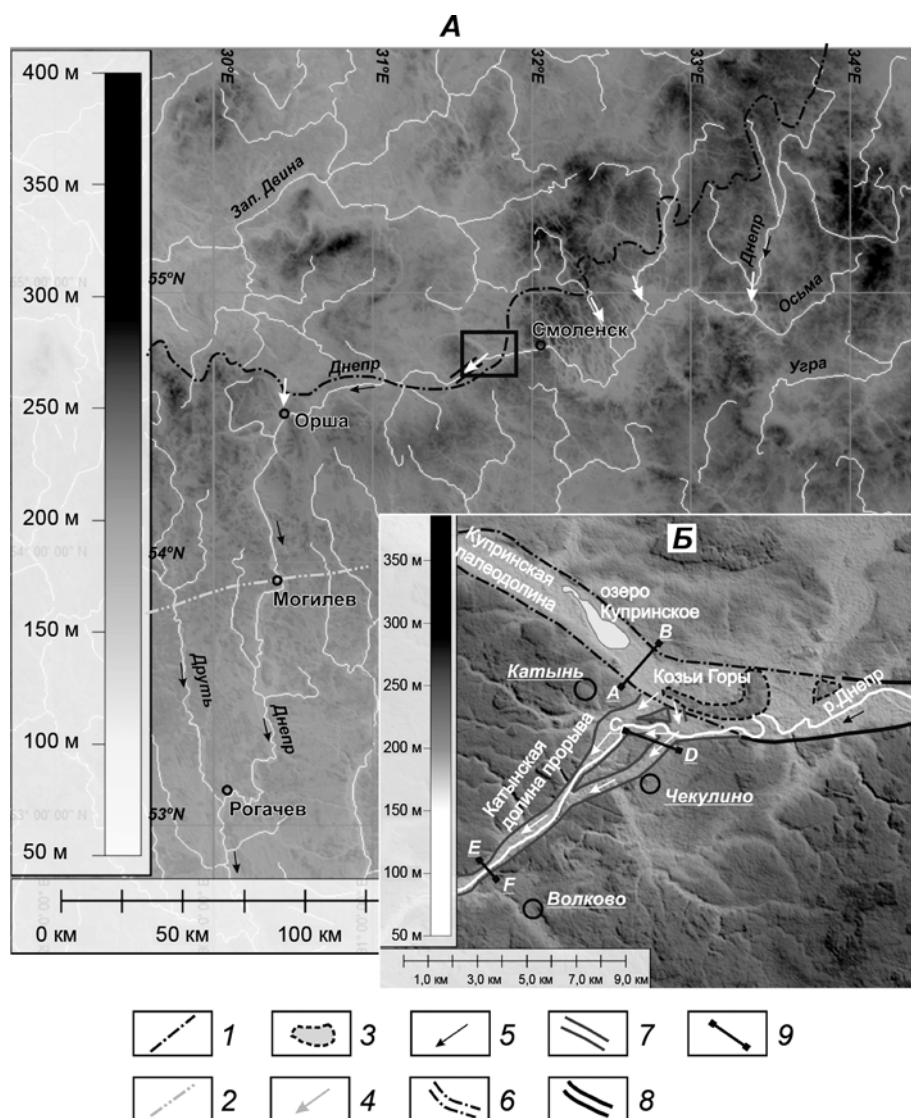
² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, профессор; докт. техн. н.; *e-mail:* imodin@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, профессор; Институт географии РАН, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория эволюционной географии, зав. лабораторией; докт. геогр. н.; *e-mail:* a.v.panin@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; *e-mail:* ninsfer93@mail.ru

⁵ Российский университет дружбы народов, Аграрно-технологический институт, Департамент ландшафтного проектирования и устойчивых экосистем, мл. науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра физической географии и ландшафтоведения, инженер, канд. геогр. н.; *e-mail:* ecoacoustic@yandex.ru

Рис. 1. Бассейн верхнего Днепра (А) и участок исследования ниже Смоленска, а также расположение геофизических профилей (Б): 1 — границы поздневалдайского оледенения, по [Astakhov et al., 2016], морская изотопная стадия (МИС 2), 2 — границы московского оледенения (МИС 6); 3 — краевые зандры; 4 — направления стока талых ледниковых вод МИС 2; 5 — направления стока современных рек; 6–8 — речные долины: 6 — брошенные, 7 — прорыва, 8 — современные, унаследованные с позднемосковского времени; 9 — линии геофизических профилей



мерного распределения удельного электрического сопротивления в разрезе. Вместе с тем пространственное разрешение этого метода уступает георадиолокации, а положение границ между слоями с разным удельным сопротивлением неоднозначно из-за гладкого распределения удельного сопротивления в разрезе после инверсии и действия принципа эквивалентности. Этот набор методов был применен нами для изучения перестройки долины верхнего Днепра под влиянием последнего оледенения.

Проблема границы поздневалдайского оледенения в регионе верхнего Днепра (Смоленская область) и его влияния на развитие рельефа обсуждается более полувека. По данным одних исследователей, граница ледника во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) находилась на 50–100 км севернее широтного отрезка верхнего Днепра [Столярова, 1970; Барашкова и др., 1998], и, следовательно, ледник не мог непосредственно влиять на долину. Однако уже в 1970-х гг. было высказано предположение, что ледник пересекал долину Днепра [Салов, 1972]. На основании этого

Д.Д. Квасов [Квасов, 1975] реконструировал на месте современной долины Днепра (рис. 1) серию подпрудных озер, лишь после прорыва которых в позднеледниковые <18–20 тыс. лет назад (л. н.) и образовалась, по его мнению, современная долина. С другой стороны, ряд исследователей отмечают присутствие в долине Днепра террас, датируемых концом предпоследней (московской) ледниковой эпохи [Исаченков, 1964] и серединой позднего плейстоцена [Panin et al., 2015]. В то же время подтверждено существование подпрудного озера ниже Смоленска и высказано предположение, что поздневалдайский ледник переходил на левую сторону Днепра в районе впадения р. Катынка [Panin et al., 2014]. Аналогичной точки зрения придерживаются авторы последней версии карты четвертичных отложений РФ [Astakhov et al., 2016]. Высказано предположение, что ледниковое подпруживание вызвало перестройку долины Днепра с изменением направления течения с северо-западного на юго-западное [Panin et al., 2014, 2020]. Для проверки этой гипотезы был проведен комплекс геолого-геофизических изысканий в

предполагаемой брошенной долине Днепра и его долине прорыва. Результаты этих исследований предложены нами ниже.

Район исследований. Бассейн верхнего Днепра расположен на западе центральной части Восточно-Европейской равнины. Территория равнинная, с максимальными отметками высот, не превышающими 275 м над уровнем моря, и амплитудой до 100 м (рис. 1, А). Территория находится в приледниковой зоне последнего (поздневалдайского) ледникового щита. Мощность покрова четвертичных отложений на междуречьях достигает 80–100 м и имеет обычно трехслойное строение: московская и донская морены (валунные суглинки мощностью от 10 до 60 м) и межморенные флювио- и лимногляциальные отложения (пески с гравием и галькой мощностью до 30–40 м). Этот «слоеный пирог» расчленен балочно-долинной сетью. На дне крупных речных долин (Днепр и его притоки) мощность четвертичного чехла уменьшается до 20–40 м, но коренные верхнедевонские породы (известняки, доломиты, мергели) на поверхности нигде не вскрыты.

Участок исследований расположен в долинах Днепра и его малого притока р. Катинка в 20–30 км ниже по течению от г. Смоленск (рис. 1, Б). Впадающая в Днепр справа небольшая р. Катинка занимает крупную долину, простирающуюся с северо-запада на юго-восток, ее ширина по днищу около 1,5 км, а по бровкам — более 2,5 км, что явно не отвечает размерам речки, но хорошо соответствует параметрам долины Днепра непосредственно выше по течению. Долина названа Купринской по названию расположенного в ней оз. Купринское, из которого вытекает р. Катинка. Дно Купринской долины примерно соответствует по высоте дну долины Днепра и плавно сопрягается с ним, отделяясь лишь небольшой дугообразной грядой Козьи Горы, которая перегораживает дно долины на 2/3 (рис. 1, Б). Эта гряда, сложенная песчано-щебнистым материалом, интерпретируется как краевой зандр поздневалдайского оледенения, а Купринская палеодолина — как древняя долина Днепра, оставленная им в результате подпруживания ледником [Panin et al., 2014].

Долина Днепра выше и ниже по течению относительно Купринской палеодолины значительно отличается по морфологии. Выше по течению долина широкая — около 1,5 км по днищу и 2,5–3 км по бровкам. В долине присутствуют широкие (до 500 м и более) террасы, датированные временем, предшествовавшим поздневалдайскому оледенению [Panin et al., 2015]. Ниже по течению долина значительно уже — не более 500 м по дну и 1 км по бровкам. Она имеет U-образный поперечный профиль, а на дне отмечена дробная лестница террас врезания с уступами высотой 1–2 м. Русло квазипрямолинейное, имеет вид каньона глубиной 9–10 м, врезанного в высокую пойму.

Наибольшим своеобразием отличается морфология долины непосредственно при впадении р. Катинка. Здесь высокий моренный холм, поднимающийся до 30 м над рекой, отчленяется от южного (левого) междуречья древним руслом Днепра и поперек пересекается его современным руслом (рис. 1, Б). Купринская палеодолина открывается в современную долину тремя врезанными рукавами, лишь один из которых занят р. Катинка, а два других — сухие. Описанные морфологические особенности позволили предположить, что долина Днепра у впадения р. Катинка и ниже по течению представляет собой долину прорыва, образованную в результате перелива вод ледниково-подпрудного озера из Купринской палеодолины [Panin et al., 2020]. Для проверки этой гипотезы проведено геолого-геофизическое профилирование по трем трансектам: 1) через Купринскую палеодолину и р. Катинка (профиль «Катинка», А→В на рис. 1, Б), 2) в узле впадения р. Катинка через эрозионный останец и палеорусло Днепра у дер. Чекулино (профиль «Чекулино», С→D на рис. 1, Б), 3) через долину прорыва Днепра у дер. Волково (профиль «Волково», Е→F на рис. 1, Б).

Материалы и методы исследований. Георадиолокация. Мы использовали антенны с разной центральной частотой. Для детального изучения разреза на глубину до 5 м использованы антенны с центральной частотой 250 МГц георадара ОКО-2 («Логис-Геотех», Россия), для изучения разреза на глубину 5–15 м применяли антенны 100 и 50 МГц георадара «Питон» («Radar Systems», Латвия). Реальные рабочие частоты антенн вследствие поглощения составили 170, 75 и 45 МГц соответственно. Данные получали путем профилирования — непрерывного равномерного перемещения антенн георадара вдоль профиля, заранее размеченного с помощью тахеометра. Шаг между трассами составлял 10 см (250 МГц) и 50 см (50, 100 МГц). Обработка полевых материалов велась в программах Geoscan32 и Prism2.5, она включала в себя корректировку положения начала записи, устранение регулярной помехи путем вычитания среднего, регулировку усиления, а в ряде мест — полосовую фильтрацию. Для выявления различий между литологическими слоями в тех случаях, когда отражающие границы отсутствуют (ситуации плавного, градиентного перехода слоев) применялись процедуры амплитудного анализа радарограмм — преобразование Гильберта и вычисление энергетического атрибута записи.

Фациальный анализ данных георадиолокации. Отложения разного литологического состава формируют специфические типы волновых картин на радарограммах, образуя *георадарные фации* [Старовойтов, 2008; Moorman, 1990]. Георадарные фации выделяли визуально на основе анализа морфологии осей синфазности (форма, ориентированность и др.), их протяженности и интенсивности

Рис. 2. Виды волновых картин, соответствующие различным типам отложений (георадарным фациям), в зависимости от центральной частоты антенного блока георадара

Отложения	250 МГц	100 МГц	50 МГц
пески			
суглинки			
гравий			
кровля морены			

(амплитуды) отражения, различий в частотном составе записи и в скорости распространения электромагнитных волн. В ходе интерпретации данных были выделены четыре основные георадарные фации, представленные на рис. 2 для антенн с разной частотой. Аллювиальные отложения, в частности пески, обычно формируют неоднородную волновую картину с резкими перепадами амплитуды на малых расстояниях и прерывистыми осями синфазности, выдержанными в одном направлении. На рис. 2 на примере песков хорошо заметна разница в разрешающей способности антенн — на данных антенны 50 МГц видны только общие очертания песчаной линзы, тогда как антенна 250 МГц позволяет увидеть и ее внутреннюю слоистость. Суглинки обладают высоким поглощением электромагнитных волн, для георадара они становятся экраном, не позволяющим исследовать нижележащие толщи. Особенно сильно это явление заметно для высокочастотных антенн, когда, вследствие малой длины волны даже маломощные прослои суглинков могут существенно уменьшить глубинность исследования. В нашем случае мощность прослоев суглинка составляла <1 м, из-за этого на антенне 50 МГц эти прослои фактически не различимы, амплитуда сигналов в области суглинков постепенно уменьшается до уровня шума. Коренные породы также представлены суглинками, однако в них присутствуют камни и валуны, что хорошо заметно по крупным гиперболам дифракции, сосредоточенным вблизи кровли. Гравийно-галечные отложения характеризуются на радарограммах хаотической волновой картиной, мелкие гиперболы дифракции присутствуют и на кровле слоя, и внутри него.

Обработанные радарограммы каждого профиля всех используемых частот размещали рядом и на них выделяли георадарные фации, затем строили обобщенный разрез, включавший в себя границы и комплексы, выделенные на всех радарограммах. На этот разрез были наложены данные бурения. После расчета глубины в соответствии с данными бурения наиболее яркая ось синфазности — кровля морены — была использована для процедуры фокусирующей инверсии данных электротомографии.

Электротомография. Полевые измерения выполняли с помощью 48-электродной станции «Омега-48» (ООО «ЛогиС», г. Раменское, Московская обл.) и специальных удлинителей [Ефремов и др., 2017]. Для выполнения электротомографической съемки применяли методику многосегментных измерений [Большаков, Модин, 2015; Модин и др., 2017], которая позволяет выполнить сбор данных с высокой плотностью [Бобачев и др., 2006] при повышенной глубине исследования [Шевнин, Колесников, 2011]. Другая особенность используемой технологии — сочетание наземных измерений и измерений на акватории реки с сохранением методики исследований. Для увеличения глубинности исследований использовалась многосегментная методика измерений, в которой применяются удлинители кос длиной по 130 м и Y-соединители для объединения нескольких рабочих сегментов в одну косу для обеспечения перехода линий MN с одного сегмента на другой.

В нашем случае применялась трехсегментная расстановка электродов (72 шт.) с расстоянием между электродами 5 м. На 12 сегментах, размещенных последовательно вдоль профиля, были организованы, одна за другой, 10 расстановок с перекрытием по двум сегментам. На каждой расстановке измерения выполняли за 6 циклов с двумя встречными трехэлектродными (Amn и mnB) установками [Шевнин и др., 1995]. На рис. 3 показано заполнение точками записи для установок mnB и Amn, полученное на первой расстановке. Как видно на рис. 4, применение трехсегментной методики электротомографических измерений обеспечило получение данных с требуемой детальностью и глубинностью, превышающей глубинность исследований при использовании двухсегментной расстановки.

Двумерная инверсия данных и ее результаты. Двумерная инверсия [Loke, Barker, 1995] разрезов кажущегося сопротивления выполнена в программе Res2Dinv («Geotomo Software», Малайзия). Для повышения устойчивости результатов инверсии использован метод, который получил название фокусирующей инверсии [Portniaguin, Zhdanov, 1999; Zhang et al, 2000]. А.Е. Каминским метод фокусирующей инверсии реализован в программе

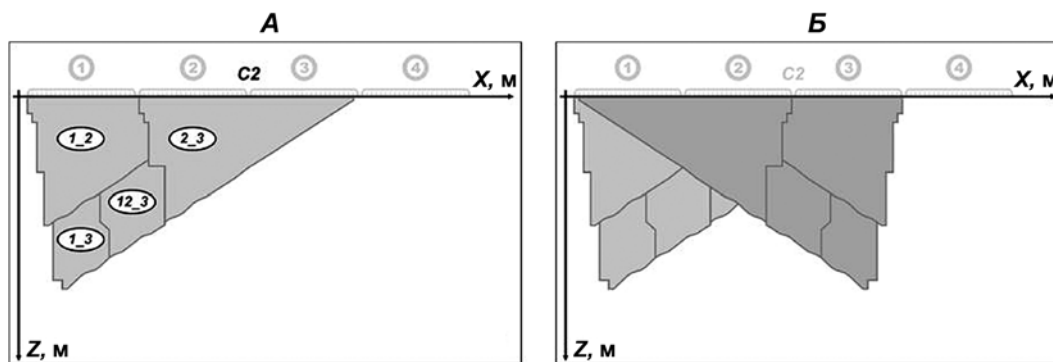


Рис. 3. Заполнение разреза точек записи установкой mnV областями для четырех циклов измерений (А) и области исследования (Б) установками Amn (серое) и mnV (светло-серое) для измерений на одной (первой) трех-сегментной расстановке

ZondRes2D. Фокусирующая инверсия позволяет получить реалистичные геоэлектрические модели и укрупнять области поиска, что приводит к дополнительной стабилизации решения без потери разрешения [Kaminsky, Tarasov 2006; Лаломов, 2017].

Топографическая съемка проводилась вдоль всех геофизических профилей при помощи тахеометра «Leica» TPS1200 с шагом 5 м между измерениями. Абсолютные координаты измеряли при помощи GPS-приемника, который находился на базовых точках тахеометрической съемки и на концах профилей и записывал значения координат в течение часа для увеличения точности пространственных координат.

Результаты исследований и их обсуждение. Катинка. Профиль берет начало от дер. Катинь на вершине холма, спускается в сильно заболоченные старицы возле правого берега р. Катинь и продолжается на левом берегу Катинки, поднимаясь на высокую террасу до дер. Ладыжицы (рис. 1, Б). Большая часть профиля приходится на болота на глинистом основании, в связи с чем глубинность проникновения георадарного сигнала здесь минимальна и редко превышает 2 м. На возвышенных участках по краям профиля глубинность ограничивается 4–5 м, где расположена кровля моренных отложений, отчетливо проявляющаяся на радарограммах, поэтому результаты георадиолокации вдоль этого профиля не будут отдельно рассмотрены в статье, наибольшую информативность продемонстрировал в этих условиях метод электротомографии.

Длина профиля электротомографии составила 2,5 км (рис. 5, а). Верхняя часть разреза представ-

лена влажными песками с примесью глинистого материала. Их удельное сопротивление составляет 80–120 Ом·м. В нескольких местах прослеживаются небольшие покровы сухих песков шириной от 50 до 100 м (пикеты 260, 400, 640 и 910). Удельное сопротивление сухих песков составляет ~300 Ом·м. Средняя мощность песчаного покрова не превышает 4 м. В восточной части профиля сухие пески наблюдаются только на пикете 2080. Горизонтальные размеры песчаной линзы составляют 50 м, а ее мощность около 3 м. Еще несколько фрагментов глинистых песков наблюдается в восточной части профиля.

Флювиогляциальные пески подстилаются суглинками, которые можно разделить на верхнюю и нижнюю толщи. Между верхней и нижней толща суглинков повсеместно отмечаются линзы песков (условно назовем их средние пески). Удельное сопротивление средних песков варьирует от 200 до 700 Ом·м. В восточной части профиля пески залегают в виде одной линзы мощностью от 5 до 15 м, в западной — в виде отдельных линз размером от 40 до 150 м и с мощностью до 20 м (рис. 5, б). По результатам интерпретации отметки абсолютной высоты залегания песков составляют 155 м. В восточной части профиля слой песков поднимается к отметке 167 м. В центральной части профиля в интервале пикетов 1100–1270 средние пески отсутствуют. Средняя мощность терригенной толщи ~30 м. В то же время в районе пикета 2000 мощность верхнего терригенного комплекса ~50 м, а в районе пикета 180 — не менее 60 м.

Верхние суглинки в восточной части профиля имеют мощность ~10 м. В западной части их

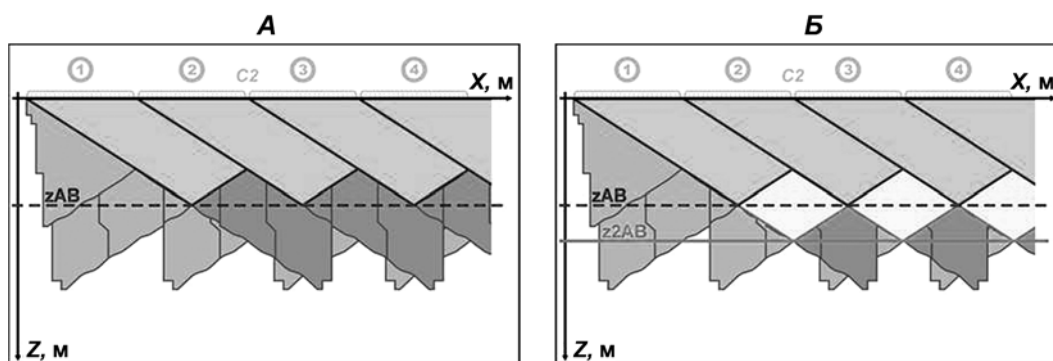


Рис. 4. Совместное расположение областей перекрытия установками Amn (серое) и mnV (светло-серое) для трех-сегментных расстановок: внутри одной расстановки (А) и с двумя общими сегментами (Б)

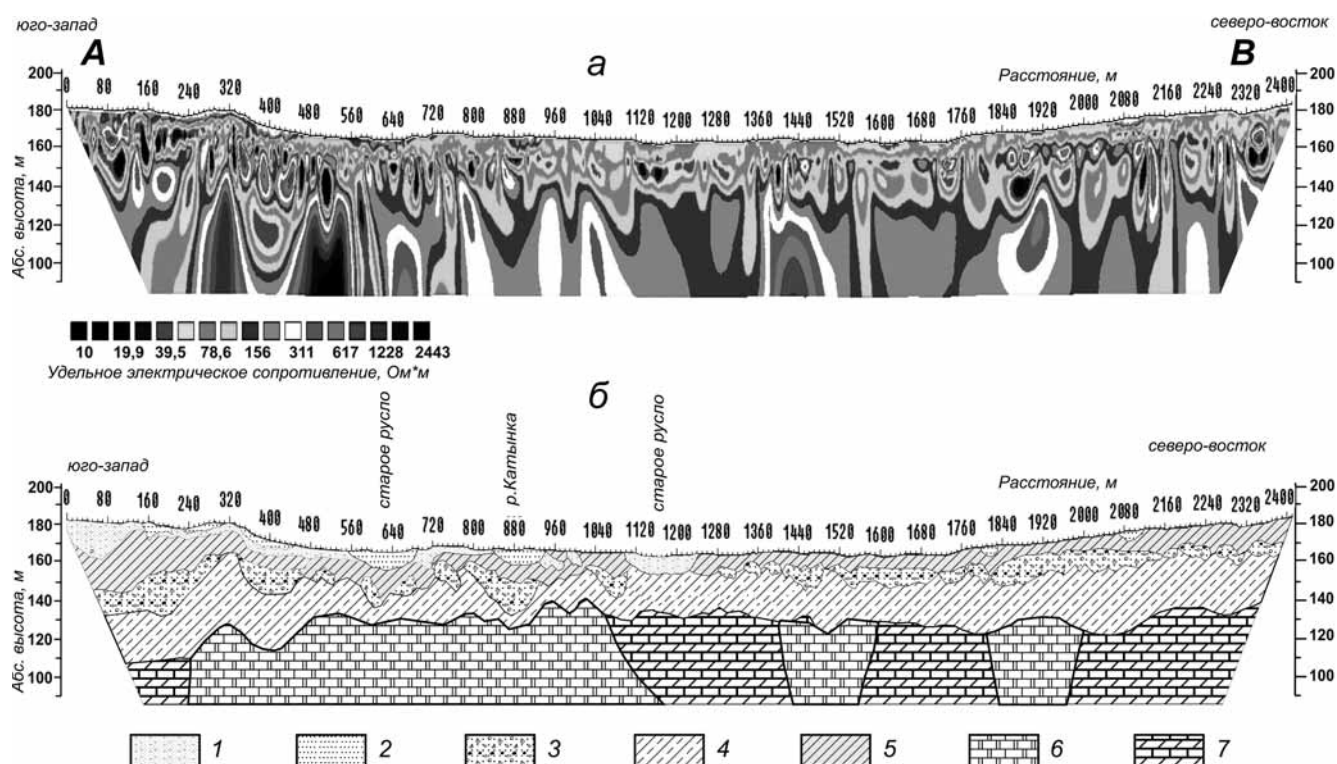


Рис. 5. Электротомографический профиль через долину р. Катинка (А→В): а — разрез кажущегося сопротивления, б — геоэлектрический разрез (Ом·м): 1 — пески влажные глинистые, 80–120; 2 — пески сухие, 300; 3 — пески с галькой и гравием (средние пески), 200–700; 4 — суглинки, 20–50; 5 — суглинки, 15–40; 6 — доломиты и известняки, 200–2000; 7 — известняки, глины, мергели, гипсы, 40–200

мощность возрастает до 20–25 м. В зависимости от содержания песка сопротивление суглинков меняется от 15 до 40 Ом·м. Нижние суглинки имеют мощность 20–30 м. В самой западной части, в районе пикета 160 их мощность достигает 40 м. Сопротивление нижних суглинков находится в диапазоне 20–50 Ом·м, что указывает на большое содержание в них песчаной фракции.

Под терригенным комплексом расположена карбонатная верхнедевонская толща (фаменский ярус, Dfm3lb+d) [Государственная..., 1970]. В соответствии с результатами геологических исследований указанная толща представлена доломитами и доломитизированными известняками. Удельное сопротивление карбонатов меняется от 60 до 2000 Ом·м. Кровля карбонатов расположена на абсолютной высоте ~130 м. Нижняя граница карбонатной толщи на геоэлектрическом разрезе не проявляется.

Таким образом, по результатам интерпретации на геоэлектрическом разрезе выделено 5 комплексов отложений: 1) пески поверхностные мощностью до 4 м, которые в зависимости от степени влажности и глинистости имеют электрическое сопротивление (Ом·м) от 100 до 800; 2) суглинки верхние мощностью от 10 до 25 м характеризуются электрическим сопротивлением 15–40; 3) пески средние мощностью от 5 до 20 м залегают на глубине 15–20 м и имеют сопротивление 200–700; 4) суглинки нижние мощностью от 20 до 45 м имеют сопротивление от 20 до 50; 5) карбонатная

толща верхнедевонских отложений с удельным сопротивлением от 60 до 1500.

Чекулино. Профиль «Чекулино» (рис. 1, Б, С→D) проложен вдоль дороги, соединяющей дер. Катинь-Покровская и дер. Чекулино, дорога пересекает эрозионный останец шириной около 500 м, перепад абсолютных высот вдоль профиля от 160 (урез Днепра) до 200 м. Длина георадарного профиля 2,25 км, электротомографического — 2,5 км. Глубинность георадиолокации ограничена 12–13 м, а геоэлектрический разрез исследован до глубины ~80 м.

На рис. 6 представлен 300-метровый фрагмент профиля «Чекулино», полученный с георадарной антенной 250 МГц. На первых 175 м суглинистый горизонт расположен близко к поверхности и на радарограмме фиксируются отражения от его кровли на глубине 2–3 м. Ниже лишь на глубине 5–6 м появляются отражения в виде гиперболической дифракции — кровля слоя с крупными обломками пород, возможно, базального горизонта. По данным буровой скважины Ch-11-03 кровля моренных отложений расположена на глубине 6 м, выше нее залегает тонкий прослой гравия. В районе 200 м от начала профиля на антеннах 250 и 500 МПа проявилась литологическая структура в теле террасы. На приведенном на рис. 6 фрагменте видны морфология и внутренняя слоистость этой структуры — она сложена тонкими песками и, скорее всего, представляет собой пойменную гриву — гребень бывшей русловой гряды.

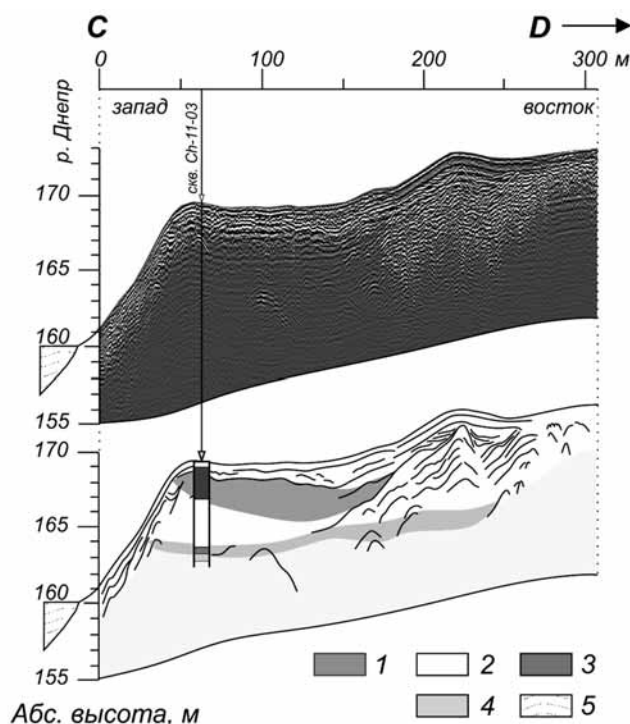


Рис. 6. Фрагмент георадиолокационного профиля «Чекулино» (C→D) (антенна 250 МГц), проходящий через литологическую структуру в песках, и геолого-геофизический разрез: 1 — суглинок, 2 — песок мелкий, 3 — гравий, 4 — суглинок с обломками (морена), 5 — вода (урез р. Днепр)

Участок от первой надпойменной террасы Днепра до подъема на моренный останец (300–750 м профиля) сложен песчаными отложениями, верхняя часть георадарного профиля до глубины 6 м стратифицирована, по виду волновой картины это толща аллювиальных песков, подстилаемая мореной. С 800 м от начала профиля начинается подъем на останец, и мощность песчаных отложений резко уменьшается вплоть до минимальной (1–1,5 м). Глубина залегания кровли морены на вершине не превышает 2,5 м. В районе 1300 м на спуске выделяется понижение до глубины 4 м, заполненное, по-видимому, песками разной зернистости, поскольку в нем присутствует характерная для песков слоистость, отмеченная на данных антенны 250 МГц. У подножия эрозионного останца кровля морены погружается до глубины не менее 10 м — в этом месте находится старое русло Днепра (рис. 7), оно сложено песками разной зернистости и гравием, волновая картина осложнена многочисленными переслаиваниями и гиперболами дифракции. По данным георадара можно выделить четыре слоя: 1) с поверхности до глубины 1,5–2 м залегает мелкий песок; 2) с 2 до 5 м — гравий; 3) 5–13 м — крупный песок; 4) ниже 15 м по данным антенны 100 МГц расположены проводящие породы (морена). В конце профиля, перед подъемом на следующий останец (2100 м), у подножия выделяется обширное (около 75 м) оползневое тело, сложенное перемешанными склоновыми отложениями.

По результатам электротомографии (рис. 8) верхний слой представлен песками, которые имеют широкий диапазон значений удельного электрического сопротивления, что обусловлено их разными литологическим составом и влажностью. В интервале пикетов 0–890 выявлен шлейф песков с сравнительно высоким сопротивлением, которое изменяется от 200 до 2500 Ом·м. Максимальная мощность песков этого типа составляет 8–10 м в районе пикета 200. От пикета 320 до пикета 890 мощность песков хорошо выдержана и составляет ~4 м. В интервале пикетов 950–1520 на поверхности вала залегают пески с сопротивлением 220–600 Ом·м и мощностью от 1 до 4 м. Мощность этих песков в среднем составляет ~2 м, что подтверждается результатами бурения и георадиолокационной съемки. Еще один тип поверхностных песков наблюдается в трех местах: в районе пикетов 940, 1570 и в интервале пикетов 2280–2500. Их сопротивление имеет наименьшие значения и варьирует в диапазоне от 100 до 200 Ом·м.

Ниже песков повсеместно залегают суглинки, которые характеризуются удельным сопротивлением от 20 до 50 Ом·м. Их минимальная мощность в районе пикета 960 составляет около 10 м. А на пикете 1200 мощность суглинков увеличивается до 35–38 м. Под старым руслом Днепра мощность суглинков имеет средние значения ~20 м. Подошва суглинков испытывает изменения по абсолютной высоте около 140 м. Под суглинками в центре профиля залегают пески в виде мощной линзы в интервале пикетов 300–1100. Максимальная мощность этого слоя составляет 35 м в районе пикета 900. От этой точки постепенно к пикету 300 его мощность уменьшается до 0 м. В центральной части профиля этот слой на геоэлектрическом разрезе отсутствует. В этом плане здесь наблюдается картина, сходная с таковой для разреза на профиле «Катынка».

Ниже залегает верхнедевонская толща неоднородного состава. Кровля этого горизонта расположена на абсолютной отметке 130 м. В восточной и западной частях профиля электрическое сопротивление этого слоя сравнительно небольшое и не превышает 150 Ом·м. В центральной части профиля в интервале пикетов от 1000 до 2200 залегает толща высокоомных отложений с сопротивлением от 150 до 900 Ом·м.

На геоэлектрическом разрезе через старое русло Днепра в Чекулино выделяется 6 комплексов отложений: 1) покровные пески имеют удельное сопротивление от 100 до 600 Ом·м и мощность не более 8 м; 2) линза песков в интервале пикетов 1600–2200 шириной около 600 м характеризуется сопротивлением >2000 Ом·м и максимальной мощностью 10 м; 3) слой суглинков имеет сопротивление от 20 до 50 Ом·м, повсеместно его мощность варьирует от 10 до 35 м; 4) линза высоко-

Рис. 7. Фрагмент георадиолокационного профиля «Чекулино» (C→D) (антенны 250 и 100 МГц), соответствующий понижению в старом русле Днепра, и геолого-геофизический разрез, построенный на основе интерпретации данных георадара и бурения: 1 — суглинок; 2 — песок мелкий; 3 — гравий; 4 — суглинок с обломками (морена); 5 — песок крупный; 6, 7 — границы, выделенные по антеннам с разной частотой: 6 — 250 МГц, 7 — 100 МГц

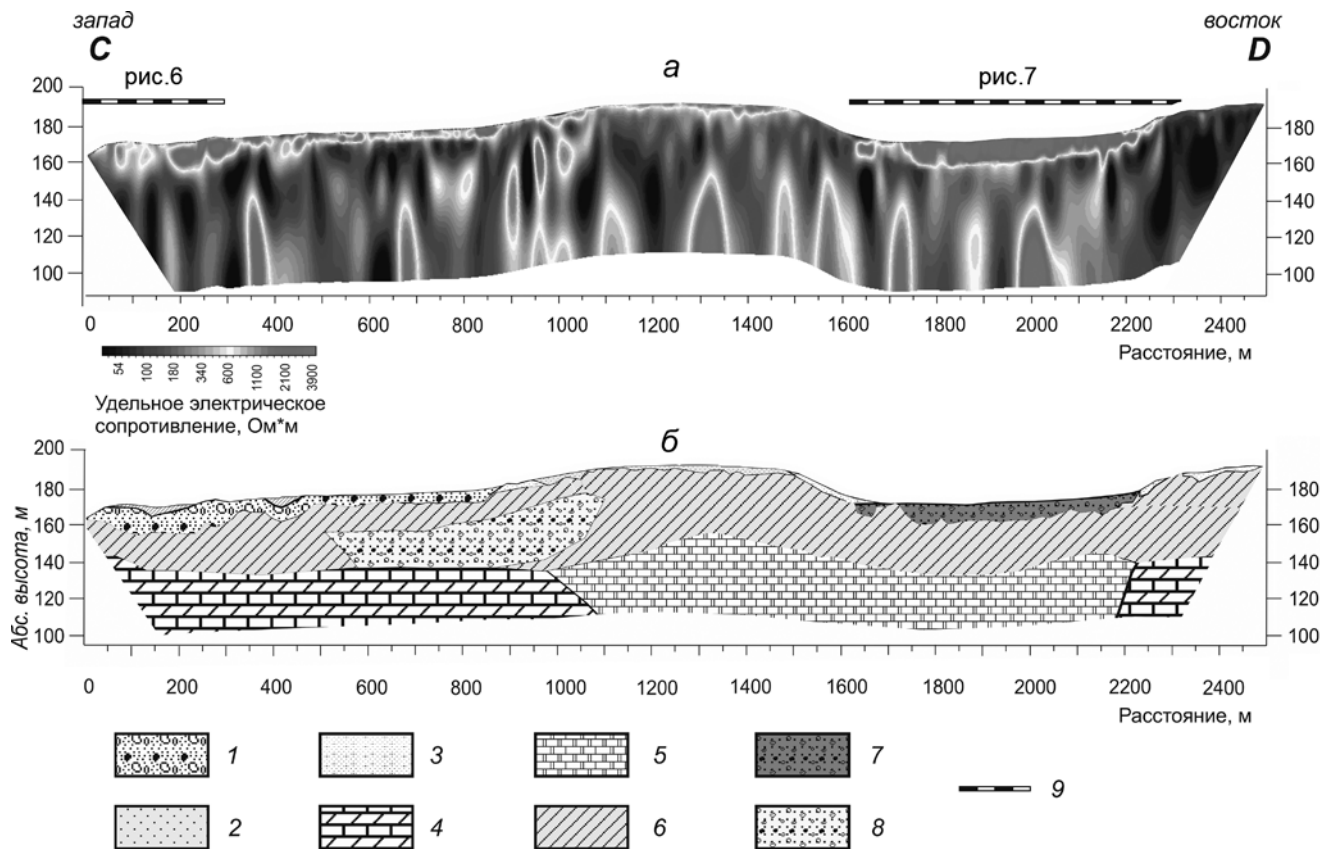
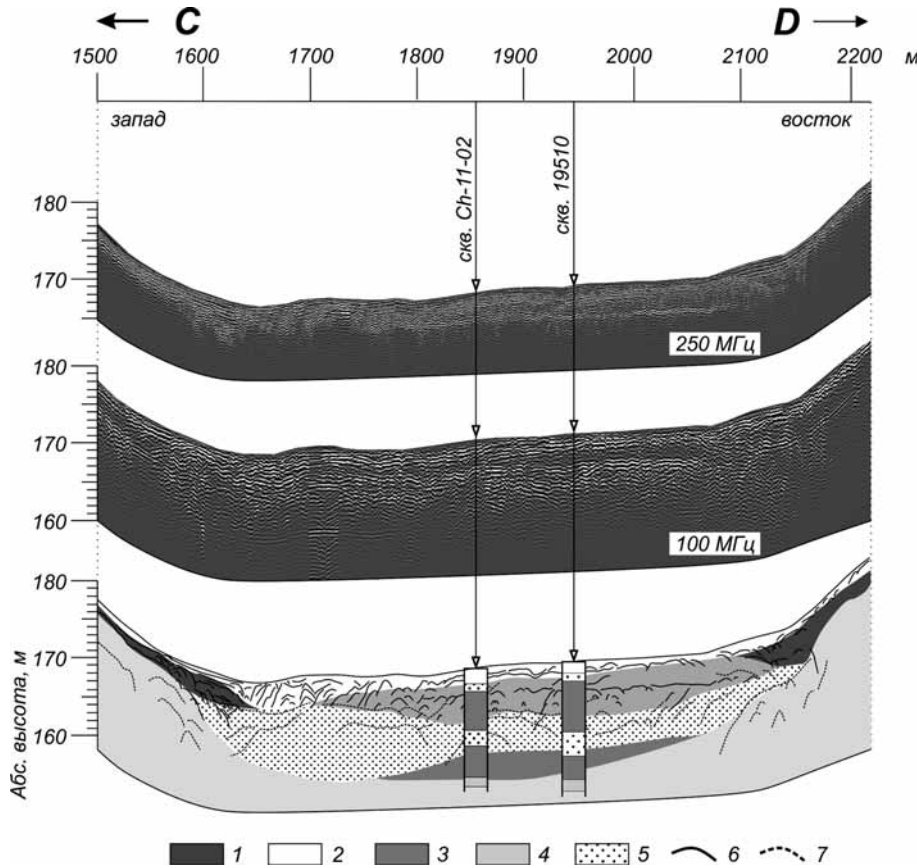


Рис. 8. Электротомографический профиль «Чекулино» (C→D): а — геоэлектрический разрез; б — геолого-геофизический разрез (Ом·м): 1 — пески, 200–2500; 2 — пески, 220–600; 3 — пески влажные глинистые, 100–200; 4 — известняки, глины, мергели, гипсы, 40–200; 5 — доломиты и известняки, 150–900; 6 — суглинки, 20–50; 7 — пески с гравием, более 2000; 8 — пески с галькой и гравием, 200–800; 9 — положение фрагментов георадиолокационного профиля

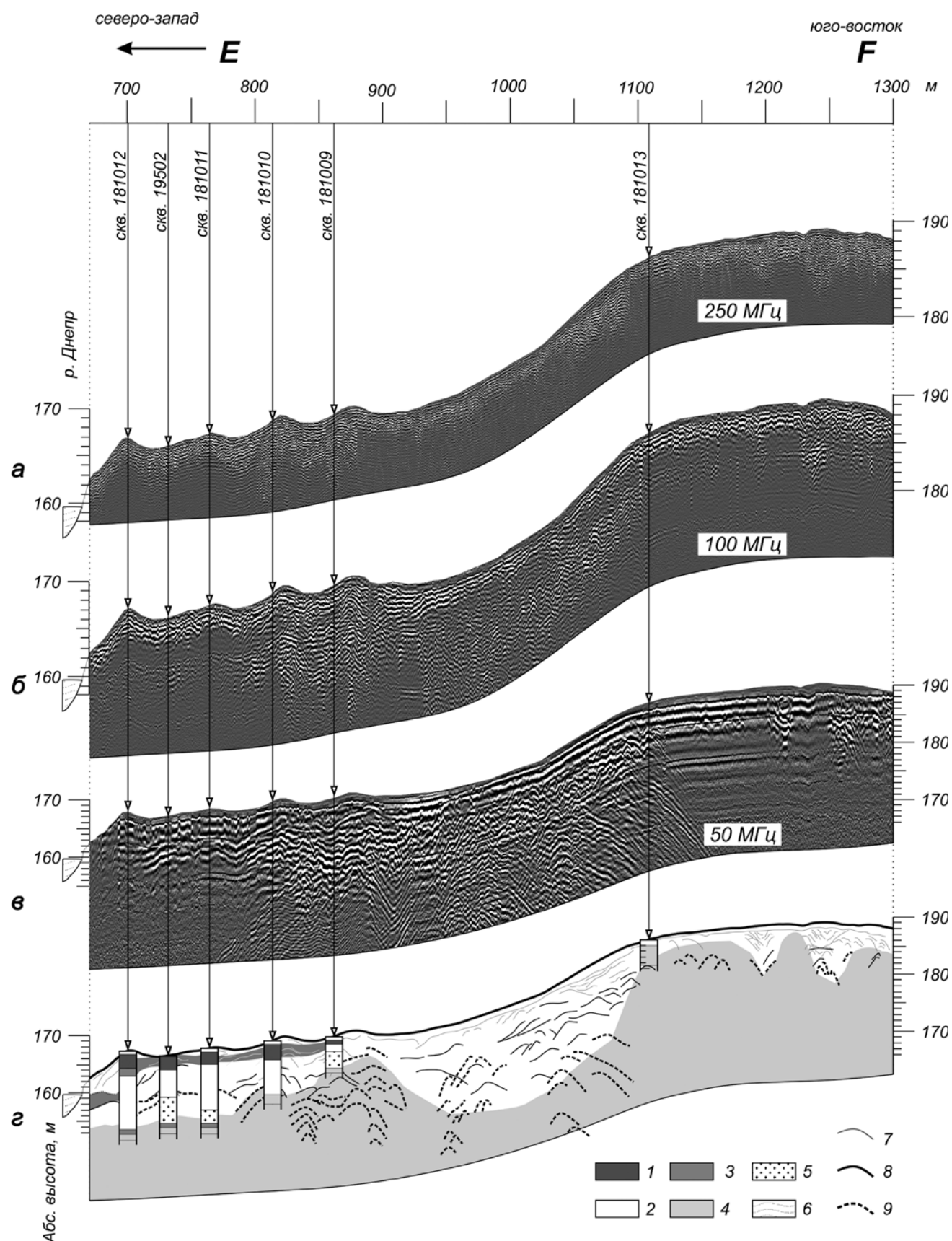


Рис. 9. Фрагмент георадиолокационного профиля «Волково» ($E \rightarrow F$) (антенны 250, 100 и 50 МГц), соответствующий левому берегу р. Днепр (а, б, в), и геолого-геофизический разрез, построенный на основе интерпретации данных георадара и бурения (г): 1 — суглинок; 2 — песок мелкий; 3 — гравий; 4 — суглинок с обломками (морена); 5 — песок крупный; 6 — вода (урез р. Днепр); 7–9 — границы, выделенные по антеннам с разной частотой: 7 — 250 МГц; 8 — 100 МГц, 9 — 50 МГц

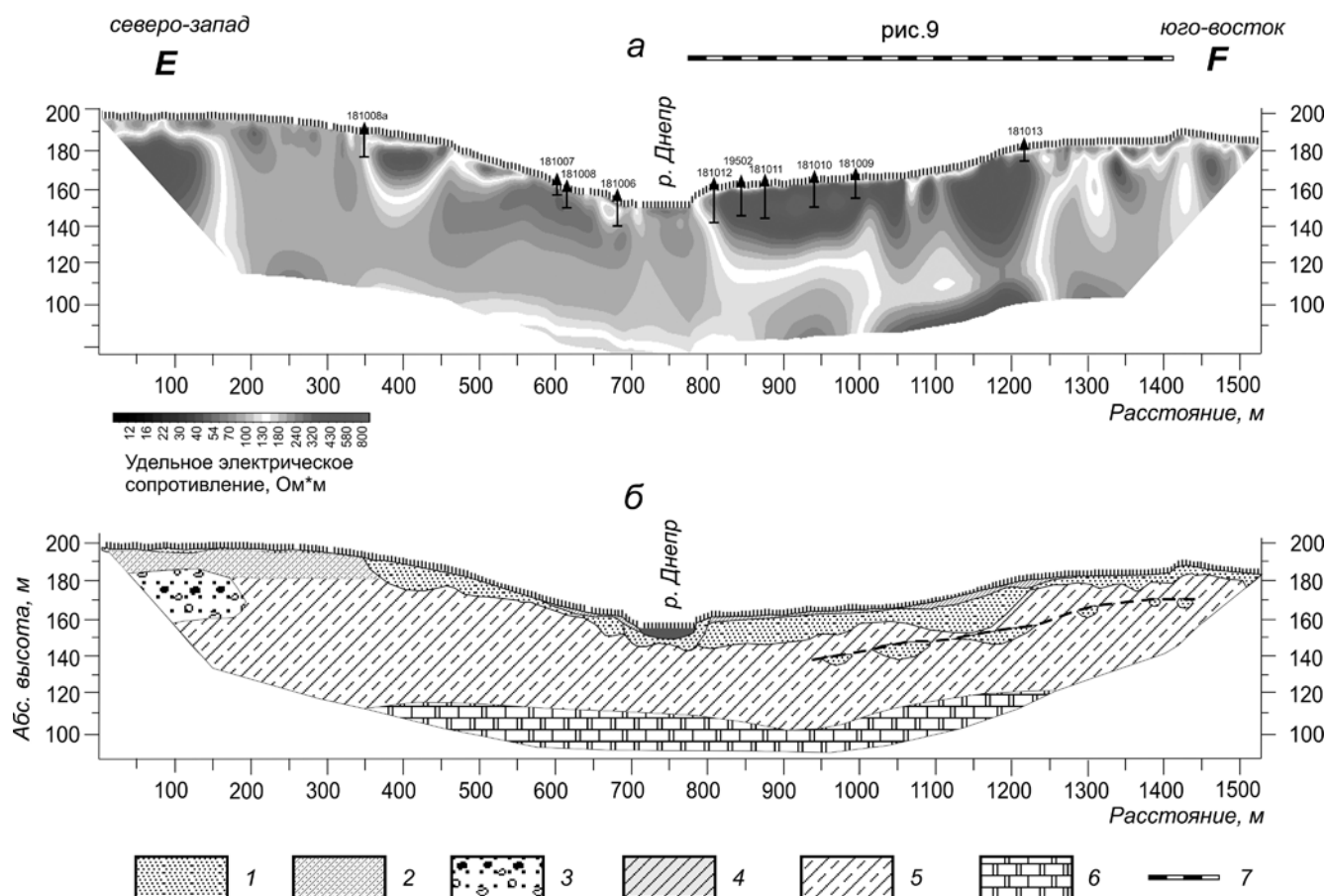


Рис. 10. Электротомографический профиль «Волково» (Е→F): а — разрез кажущегося сопротивления; б — геоэлектрический разрез (Ом·м): 1 — пески влажные глинистые, 70–100; 2 — суглинки/супеси, 40–55; 3 — пески с галькой и гравием, 400–1000; 4 — суглинки, 15–35; 5 — суглинки, 20–50; 6 — доломиты и известняки, 120–270; 7 — положение фрагмента георадиолокационного профиля

омных песков мощностью от 25 до 45 м, имеющих сопротивление от 200 до 800 Ом·м; 5) нижняя проводящая толща верхнедевонских отложений с сопротивлением от 40 до 150 Ом·м; 6) нижняя высокоомная толща карбонатов с сопротивлением от 150 до 900 Ом·м.

Волково. Профиль «Волково» (рис. 1, Б, Е→F) берет начало на правом берегу Днепра, спускается к урезу воды, пересекает Днепр и поднимается на левый берег до дер. Волково. Длина георадиолокационного профиля составляет 1,28 км, профиль электротомографии повторяет его, но за счет наличия данных с поверхности реки его длина составила 1,52 км.

По данным георадиолокации разрез правого и левого берегов Днепра различен. Правый (северо-западный) берег сложен преимущественно глинистыми отложениями, глубина проникновения георадарного сигнала здесь не превышает 5 м. В районе 400 м профиля на радарограммах всех частот проявляется граница на глубине 4 м, описывающая куполообразную кровлю некоего слоя, а вблизи уреза воды глубинность возрастает до 6–7 м. Левый (юго-восточный) берег реки по результатам георадиолокации (рис. 9) имеет более

мощный песчаный покров. В некоторых местах толща песчаных и грубообломочных отложений достигает 10–12 м, что подтверждается результатами бурения. Вблизи уреза Днепра в верхней части разреза залегают, по всей видимости, суглинки, что выражается в быстром затухании сигнала на всех антеннах — глубоко залегающие границы здесь не видны. Однако на данных, полученных с антенной 250 МГц, различима поверхность уровня грунтовых вод, совпадающая по глубине с уровнем воды в реке, эта информация на антеннах других частот отсутствует. Выше уреза ярко выражены в рельефе прирусловые гряды, поросшие густым лесом. Эта особенность осложняет интерпретацию, так как на реальные отражения от объектов в нижнем полупространстве накладываются так называемые воздушные отражения от близко расположенных деревьев. На георадиолокационных профилях в этом месте выявлена достаточно сложная волновая картина, толща отложений стратифицирована, оси синфазности прерывистые. Склон сложен песчаными, вероятно, гравийными отложениями. Последние 200 м профиля, расположенные на поверхности междуречья, демонстрируют одну и ту же картину на антеннах всех частот — бы-

строе затухание сигнала в моренных отложениях с глубины 3 м (за исключением двух понижений, заполненных песками).

На геоэлектрическом разрезе выделяются три комплекса отложений (рис. 10): верхний терригенный комплекс песков, супесей и суглинков, средний комплекс ледниковых отложений и нижний высокоомный карбонатный верхнедевонский комплекс. Верхнюю часть разреза занимают суглинки мощностью несколько метров, которые выходят на поверхность земли в интервале пикетов 580–700. Верхний комплекс песков можно разделить на три типа. Левый (юго-восточный) берег и центр профиля преимущественно заняты песками с сопротивлением 70–100 Ом·м. Максимальная мощность песков составляет ~9 м в районе пикетов 400, 900 и 1150. Этот тип песков залегает в виде трех линз мощностью от 2 до 4 м и длиной от 100 до 400 м. На правом берегу в интервале пикетов 0–350 пески замещаются слоем суглинков–супесей мощностью 10–20 м (удельное сопротивление 45–55 Ом·м). Ниже на правом берегу между пикетами 0 и 200 залегают высокоомные пески, сопротивление которых меняется от 400 до 1000 Ом·м, что указывает на большое количество грубообломочного материала в их составе. По результатам интерпретации данных электроразведки мощность этих песков достигает 15–20 м.

Средний комплекс водно-ледниковых проводящих отложений, вероятно, представлен суглинками. Мощность этого комплекса вместе с песками, которые залегают внутри проводящих суглинков, составляет не менее 60 м. Можно выделить верхний и нижний слои суглинков. Между ними прослеживаются линзы высокоомных песков мощностью до 10 м. Верхний слой суглинков залегает в виде шлейфа вдоль всего профиля. Его мощность меняется от 0 до 25 м в самом центре профиля под современной долиной Днепра. В основании разреза залегает высокоомный слой карбонатных отложений верхнего девона.

Заключение. Комплекс георадиолокации и электротомографии, примененный нами, будучи дополненным данными бурения, помог решить задачу выяснения геологического строения долины Днепра. Геофизические исследования в нашем случае предвзяли бурение, и такая последовательность позволила проводить его в наиболее интересных и важных с геоморфологической точки зрения местах. Комплекс георадиолокации и электротомографии можно считать почти классическим при решении геологических задач, но в подавляющем большинстве исследований проводится простое визуальное сопоставление двух различных наборов данных. Отличие представленного нами комплекса состоит в применении модифицированной фокусирующей по георадиолокационным осям синфаз-

ности инверсии электротомографической модели. Этот подход позволяет повысить определенность интерпретации данных обоих методов.

Использование границ, полученных методом георадиолокации в качестве априорных, приводит к тому, что программно устраняются «размытые» значения удельного электрического сопротивления для верхней части геоэлектрического разреза и сходят на нет явные противоречия между данными георадара и электротомографии, а георадарные данные обогащаются сведениями о сопротивлении пород верхней части разреза. В изучении долинных комплексов уместно использование георадарных антенн различных частот. Наибольшая глубина была достигнута с антенной 50 МГц, в то время как разрешающая способность антенны 250 МГц позволила детально рассмотреть строение литологических слоев. Применение антенны с центральной частотой 100 МГц представляло собой компромисс между глубиной и разрешающей способностью, и в ряде случаев с помощью этой антенны получены лучшие результаты, чем с антенной 250 МГц, из-за избыточно сложной волновой картины последней.

Результаты геофизических исследований показали, что есть существенные различия между литологическим строением трех исследованных участков, при этом участок «Катынка» имеет общую особенность с участком «Чекулино» — отсутствие фрагмента слоя песков в центре старых долин, вероятно вымытого рекой. Обилие глинистых песков в верхней части профиля «Катынка», обнаруженных с помощью электротомографии, и негативно отразившихся на глубинности георадиолокации, может свидетельствовать о длительном заболачивании древней речной долины. Эти и другие сведения, полученные на основании данных геофизических исследований, представляют важный материал для понимания процесса перестройки долины верхнего Днепра вследствие подпруживания поздневадальским ледниковым покровом.

Благодарности. Авторы выражают признательность коллективу семинара «Современные проблемы геофизики» и лично профессору М.Л. Владову за плодотворные обсуждения результатов исследования. Мы благодарим сотрудников и студентов геологического и географического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова Д.К. Большакова, Д.В. Шмурака, Н. Корнееву, Г. Титова, Д. Миняйлова, А. Кувинова и Т. Саетгореева за помощь в проведении полевых работ и геодезической съемки.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект № 17-17-01289).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барашкова З.К., Лаврович О.Н., Бирюков И.П., Шулешикина Е.А. Карта четвертичных отложений Смоленской области. Масштаб 1:500 000. МПР РФ, М.: ВАГТ Мингео СССР, 1998.
- Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. 2006. № 2. С. 14–17.
- Большаков Д.К., Модин И.Н. Методика многосегментных электротомографических измерений // Сб. мат-лов VII междунар. науч.-практ. конф. «Наука и образование в современном мире». Т. 7. М.: Изд. НИЦ Science Centre, 2015. С. 11–17.
- Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений: Учеб. пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Глазунов В.В., Лаломов Д.А. Комплексирование данных георадиолокационных и электротомографических исследований для изучения песчано-глинистых разрезов // 10th EAGE Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering Geophysics, 2014. 10 с.
- Государственные геологические карты России, Лист N-36-VIII, масштаб 1:200 000, стратиграфическая колонка. Л.: ВСЕГЕИ, 1970.
- Ефремов К.Д., Большаков Д.К., Модин И.Н. Многосегментные измерения методом электротомографии при площадных и профильных исследованиях // Тез. докл. Междунар. науч.-технич. конф. «Геофизическая разведка-2017», Гос. ун-т «Дубна». Дубна, 2017.
- Исаченков В.А. Новые данные по геоморфологии долины Днепра между Дорогобужем и Оршей // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 4. С. 114–119.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Лаломов Д.А. Комплексирование методов электротомографии и георадиолокации при решении инженерно-геологических задач на объектах транспортного строительства: Автореф. канд. дисс. СПб., 2017.
- Модин И.Н., Большаков Д.К., Ефремов К.Д. Развитие технологии электротомографии с использованием многосегментных измерений // Электр. база публикаций EAGE EarthDoc. 2017. 11 с.
- Салов И.Н. Границы максимального распространения ледников московской стадии и валдайского оледенения в Белоруссии и в Смоленской области и их краевые образования // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. С. 145–154.
- Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных: Учеб. пособие. М.: Изд. Моск. ун-та, 2008. 192 с.
- Столярова Т.И. Карта четвертичных отложений, квадрат N-36-VIII, масштаб 1:200 000. М.: Мингео СССР, 1970.
- Сысуев В.В. Георадарные исследования полимасштабных структур в ландшафтах на примере Смоленско-Московской возвышенности // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 26–33.
- Шевнин В.А., Колесников В.П. Оценка глубинности ВЭЗ для однородной и слоистой среды // Электр. журн. «Георазрез». 2011. Т. 8. № 1. С. 1–9.
- Шевнин В.А., Модин И.Н., Бобачев А.А. и др. Новые подходы к зондированиям горизонтально-неоднородных сред // Физика Земли. 1995. № 12. С. 79–90.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quat. Int. 2016. Vol. 420. P. 4–14.
- Bernatek-Jakiel A., Kondracka M. Combining geomorphological mapping and near surface geophysics (GPR and ERT) to study piping systems // Geomorphology. 2016. Vol. 274. P. 193–209.
- Bristow C.S., Jol H.M. Ground Penetrating Radar in Sediments // Geol. Soc. Spec. Publ. 2003. N 211. P. 330.
- Ékes C., Hickin E.J. Ground penetrating radar facies of the paraglacial Cheekye fan, southwestern British Columbia, Canada // Sediment. Geol. 2001. Vol. 143, N 3–4. P. 199–217.
- Kaminsky A.E., Tarasov A.V. Modified Focusing Inversion of Electrical and TEM Data // Online Geosci. Database EAGE EarthDoc. 2006. P. 824–828.
- Loke M.H., Barker R.D. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections // Geophys. 1995. Vol. 60. P. 1682–1690.
- Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A. et al. Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications // Geochronometria. 2014. Vol. 41, N 3. P. 278–293.
- Panin A., Adamiec G., Filippov V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the late Weichselian and the Holocene // Quaternaire. 2015. Vol. 26, N 1. P. 27–48.
- Panin A., Astakhov V., Lotsari E. et al. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // Earth Sci. Rev. 2020. Vol. 201, N 10306. P. 1–29.
- Pellicer X.M., Gibson P. Electrical resistivity and Ground Penetrating Radar for the characterisation of the internal architecture of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland // J. Applied Geoph. 2011. Vol. 75. P. 638–647.
- Portniaguine O., Zhdanov M.S. Focusing geophysical inversion images // Geophysics. 1999. Vol. 64. P. 874–887.
- Zhang Z., Chunduru R.K., Jervis M.A. Determining bed boundaries from inversion of EM logging data using general measures of model structure and data misfit // Geophysics. 2000. Vol. 65, N 1. P. 76–82.

Поступила в редакцию 25.09.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 550.837:550.836:550.8.05:551.34

А.В. Кошурников¹**ОСНОВЫ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОКРИОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И ГАЗОГИДРАТОВ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Активное освоение Российской Арктики в последние 10 лет требует актуальных данных о несущей способности пород на арктическом шельфе РФ. Для оценки несущей способности грунтов необходимы современные знания о распространении и состоянии многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе. Рассмотрены обоснование и возможности предлагаемого комплексного геокриолого-геофизического анализа. Методика исследований включает морские электроразведочные и буровые работы на шельфе, термометрические наблюдения в пробуренных скважинах, лабораторные испытания грунтов, моделирование электромагнитного и теплового полей на шельфе. Показано, что наиболее информативный геофизический метод для изучения многолетнемерзлых пород на шельфе — электромагнитное зондирование методом становлением поля (ЗСБ). Наиболее информативным геофизическим методом для изучения многолетнемерзлых пород в транзитной зоне суша-шельф представляется частотное электромагнитное зондирование (ЧЗ). Приведены примеры стандартной интерпретации геофизических данных и инверсии геофизических данных в режиме фиксированных значений модельного удельного электрического сопротивления. На примере Приямальского шельфа показано, что стандартная интерпретация не позволяет получить однозначное решение геокриологических задач на шельфе. В случае инверсии геофизических данных в режиме толстослойных моделей и фиксированных модельных удельных электрических показателей необходимы результаты определения электрических свойств грунтов в лаборатории. Важные составляющие предлагаемого комплекса — буровые и термометрические исследования, обеспечивающие проверку результатов геофизической инверсии. Измерение температуры грунтов в выстоянных скважинах особенно важно в условиях арктического шельфа. Завершают комплекс исследований расчеты тепловых моделей. Совместный анализ геоэлектрических и тепловых моделей позволяет оценить глубину до подошвы многолетнемерзлых пород, а также мощность газогидратных толщ. Применение разработанного комплекса исследований на шельфе Печорского, Карского, Лаптевых, Чукотского морей позволило получить новые представления о распространении, сплошности и состоянии многолетнемерзлых пород и развитии газогидратов на шельфе морей Российской Арктики.

Ключевые слова: геокриолого-геофизический анализ, геоэлектрическая модель, тепловая модель, арктический шельф, многолетнемерзлые породы, газогидраты.

The active development of the Russian Arctic in the last 10 years requires relevant data on the bearing capacity of rocks on the Arctic shelf of the Russian Federation. To assess the bearing capacity of soils, knowledge of the distribution and state of permafrost on the Arctic shelf is needed. The article discusses the rationale and possibilities of the proposed integrated geocryological and geophysical analysis. The technique of researches includes realization of sea electroprospecting works, drilling on the shelf, thermometric observations in the drilled wells, bench tests of soils, modeling of electromagnetic and thermal fields on the shelf. It is shown that the most informative geophysical method for studying of permafrost on the shelf is electromagnetic sounding by the TEM method. The most informative geophysical method for studying of permafrost in the transit zone “land-shelf” represents the frequency electromagnetic (FS) sounding. In the article there are examples of standard interpretation of geophysical data and inversion of geophysical data in the mode of the fixed model specific electrical resistivity. With the example of the yamal shelf it is shown that standard interpretation doesn't allow to receive the unambiguous solution of geocryologic tasks on the shelf. Specific electric results of determination of electric properties of soils in laboratory are necessary in case of inversion of geophysical data in the mode of thickly stratified models and the fixed model. An important component of the offered complex is boring and thermometric research which provide validation of results of geophysical inversion. Measurement of temperatures of soils in the stood wells is especially important in the conditions of the Arctic shelf. Calculations for thermal models complete a complex of researches. The collateral analysis of geoelectric and thermal models allows

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геокриологии; вед. науч. с., заместитель заведующего кафедрой геокриологии, канд. геол.-минер. н.; e-mail: kosurnikov@msu-geophysics.ru

to estimate depths to a sole of permafrost and also capacities of gaseous-hydrate thicknesses. The use of the developed research complex on the Pechora, Karsky, Laptev and Chukchi seas shelves provided new insights into the distribution, continuity and condition of permafrost and the development of gas hydrates on the shelf of the Russian Arctic seas.

Key words: geocryological-geophysical analysis, geoelectric model, heat model, arctic shelf, permafrost, gas hydrates.

Введение. Возобновление активной работы Северного морского пути, проектирование и строительство новых терминалов по отгрузке сжиженного газа, новых линейных сооружений, добывающих скважин и сопутствующих инженерных сооружений на акватории арктического шельфа России требует актуальных знаний о несущей способности грунтов на его акватории. Несущая способность грунтов шельфа во многом определяется их состоянием. Поэтому актуальными представляются исследования, направленные на изучение многолетнемерзлых пород (ММП) и газогидратов на шельфе морей Российской Арктики. Буровые работы на арктическом шельфе дорогостоящие, поэтому ведущие методы для решения геокриологических задач — дистанционные геофизические технологии. Однако широко применяемые стандартные подходы к интерпретации геофизических данных часто не решают однозначно геокриологические задачи. Разработка новой методики геокриолого-геофизического анализа позволила изучить границы распространения талых, охлажденных и многолетнемерзлых пород, получить современных данные о их сплошности и состоянии, вероятности метанового «заражения» пород арктического шельфа.

Объект исследований. Федеральный закон от 30.11.1995 № 187-ФЗ (ред. от 28.11.2018) «О континентальном шельфе Российской Федерации» определяет континентальный шельф РФ как морское дно и их недра на расстоянии 200 морских миль (исключительная экономическая зона РФ) от границы территориальных вод РФ, если граница подводной окраины материка не продолжается более чем на 200 морских миль от границы территориальных вод. В случае, если подводная окраина материка расположена далее 200 морских миль от границы территориальных вод РФ, границы континентального шельфа определяются положением подводной окраины материка. Шельф Северного Ледовитого океана — самый большой. За исключением внутренних морей России (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское), арктический шельф используется совместно с Норвегией (Баренцево море) и США (Чукотское море) по соглашению между СССР и США о линии разграничения морских пространств 1990 г. (рис. 1).

Многолетнемерзлые породы, сохранившиеся на арктическом шельфе, практически не изучены. Есть несколько различных точек зрения о вдольбереговом или, наоборот, более широком их распространении на арктическом шельфе. Буровые данные, свидетельствующие о глубинах кровли и

подошвы ММП на шельфе, очень редки. Однако по буровым данным на шельфе Карского моря глубина кровли ММП составляет от 0 до 100 м в зависимости от глубины акватории, а подошвы, соответственно, — 200–300 м. На шельфе моря Лаптевых и Бофорта глубин кровли составляет от 0 до 50–70 м, а подошвы — до 500–700 м соответственно [Жигарев, 1997; Романовский 1993]. Таким образом, рассмотрены исследования разреза до глубины 1000 м, где возможно существование реликтовых ММП. Геологический разрез арктического шельфа до глубины 1000 м представлен переслаивающимися толщами глин, песков, супесей, причем мощность этих толщ достигает нескольких километров во впадинах и составляет не менее 1 км на сводах поднятий и мегавалов по данным сейсмоакустики и сейсморазведки, полученным ОАО «АМИГЭ», ОАО «МАГЭ», АО «Севморнефтегеофизика». Рассматривая разрез до глубины 1000 м, можно утверждать об практически повсеместном отсутствии на этих глубинах скального основания, присутствию талой или мерзлой толщи осадочных пород [Кошурников, 2016].

Материалы и методы исследований. *Научные основы комплексного анализа геолого-геофизических данных.* Разработанный комплекс исследований включает 5 составляющих: лабораторные испытания пород шельфа, электромагнитные исследования, подтверждение геофизических результатов бурением, термометрию в пробуренных на шельфе скважинах и тепловое моделирование на шельфе арктических морей.

Лабораторные испытания пород шельфа. Актуальность выполнения лабораторных испытаний на образцах пород шельфа арктических морей объясняется, с одной стороны, необходимостью выбора геофизической технологии изучения субмаринной криолитозоны, а с другой — потребностью в количественных характеристиках гео- и теплофизических свойств талых и мерзлых пород для выполнения математического моделирования (электромагнитного и теплового) применительно к району исследований.

К таким характеристикам относятся скорость продольных и поперечных волн в талых и мерзлых породах для интерпретации данных сейсморазведки и сейсмоакустики, удельное электрическое сопротивление ($Y_{ЭС}$) и поляризуемость талых и мерзлых пород шельфа арктических морей [Кошурников 2019; Фролов, 2005; Тюрин 2019]. Результаты лабораторного определения плотности, влажности, температуры начала замерзания, теплопроводности и теплоемкости талых и мерзлых

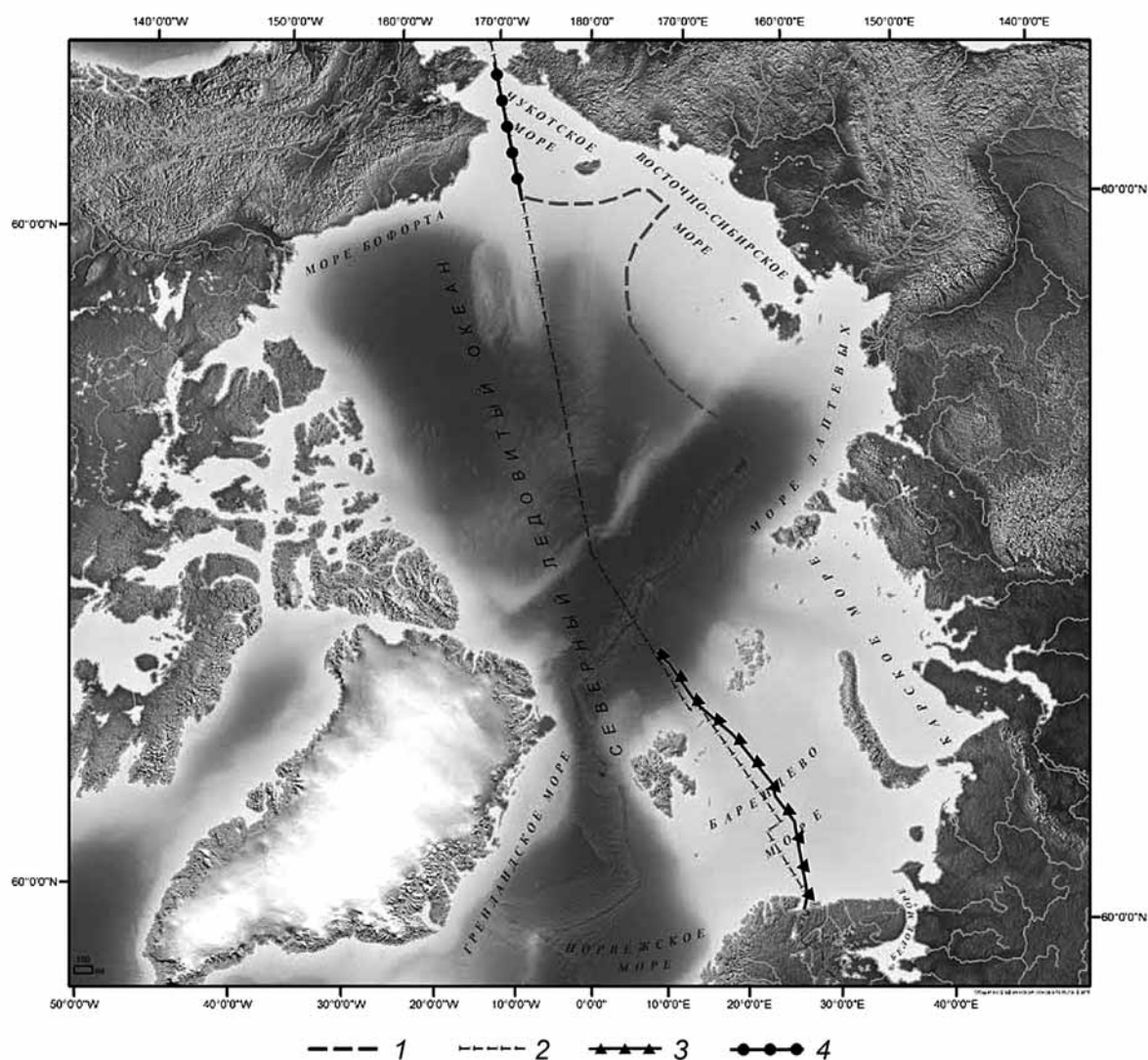


Рис. 1. Орогидрографическая карта арктического шельфа согласно Федеральному закону «О континентальном шельфе Российской Федерации» № 187-ФЗ (ред. от 28.11.2018) от 30.11.1995, см. Собрание законодательства Российской Федерации, 1995, № 49, ст. 4694; 1999, № 7, ст. 879; 2008, № 18, ст. 1941; № 29, ст. 3420; 2009, № 52, ст. 6440; 2012, № 53, ст. 7648

пород шельфа арктических морей применяли для решения тепловых задач. Лабораторные испытания были выполнены для талых и мерзлых пород на опорных участках арктического шельфа. Результаты исследований показали, что при замерзании удельное электрическое сопротивление увеличивается в $1 \div 10^5$ раз, тогда как скорость продольных волн возрастает в 1,5–2 раза в зависимости от литологического состава пород шельфа [Зыков, 2013; Кошурников, 2016; Хименков, 2018]. Поэтому для изучения субмаринной криолитозоны были выбраны методы электроразведки, как наиболее информативные для решения геокриологических задач. Необходимо отметить, что абсолютные значения УЭС для ММП могут меняться в очень широких пределах. Если рассматривать арктический шельф и транзитную зону суша–море, то УЭС ММП могут изменяться от нескольких ом-метров у мерзлых засоленных глин до нескольких тысяч ом-метров у пресных пластовых льдов [Фролов, 2005].

Электромагнитные исследования. Для выбора электроразведочной технологии было выполнено математическое моделирование чувствительности зондирований методами становления поля (ЗС) и магнитотеллурического зондирования (МТЗ) для решения типичной геокриологической задачи в условиях арктического шельфа (рис. 2). В методе ЗСБ поле создавалось и измерялось гальваническим способом (рис. 3).

Результаты моделирования свидетельствуют о большей информативности технологий ЗСБ для решения геокриологических задач в условиях арктического шельфа. Для выполнения морских электроразведочных исследований методом становления поля в ближней зоне (ЗСБ) в летний период автором разработано техническое задание для производства многофункционального, многоканального морского телеметрического электроразведочного комплекса «ТЕЛСС-3-Э» производства ООО «Геосигнал» (рис. 3).

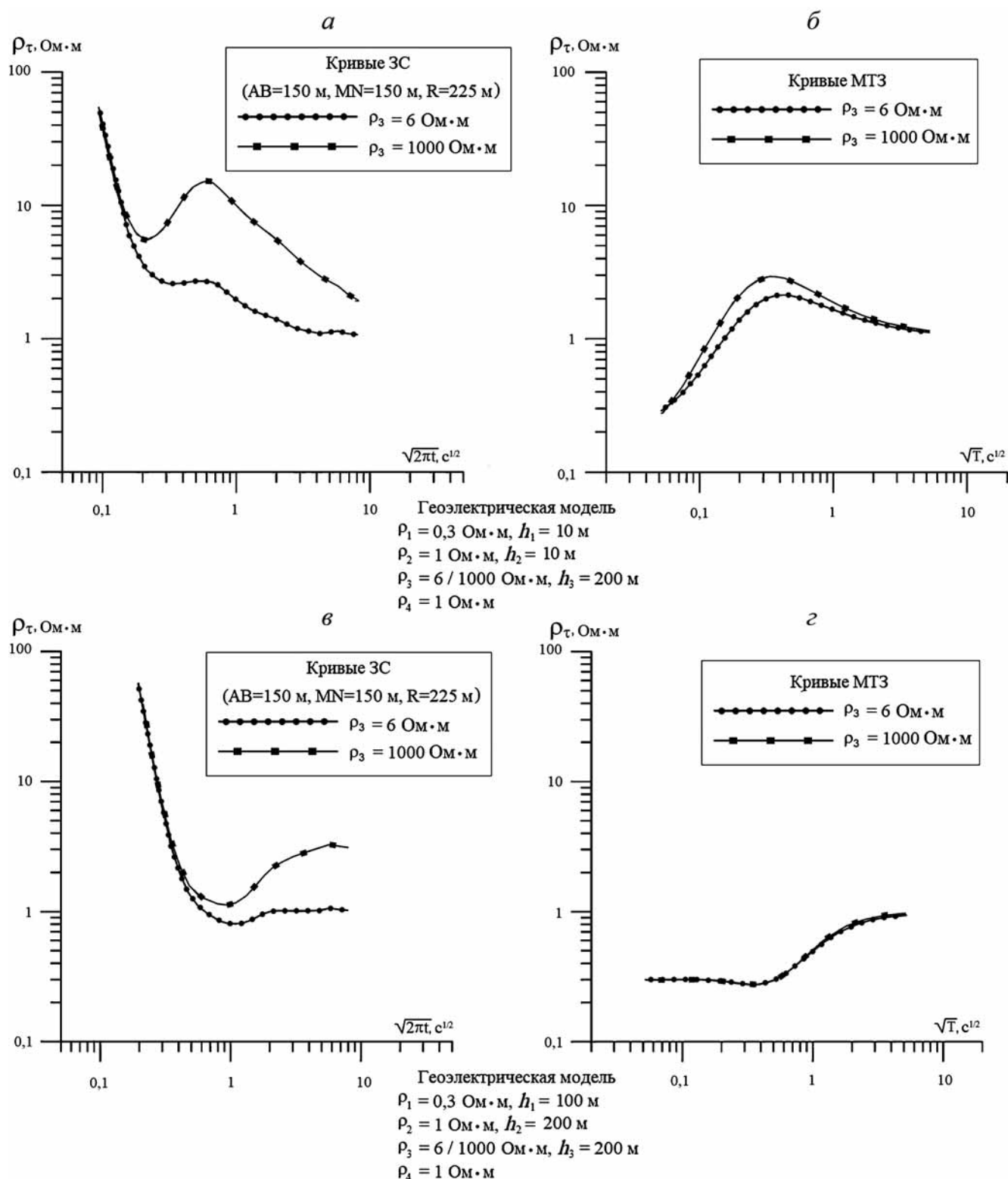


Рис. 2. Результаты математического моделирования чувствительности кривых ЗСБ (а, в) и МТЗ (б, г) к высокоомному слою, модель в соответствии с геоэлектрической моделью приямального шельфа, Карское море. Программное обеспечение Faraday П.Ю. Пушкарева. Глубина воды 10 (а, б) и 100 м (в, г)

Отличительная особенность электроразведочной аппаратуры «ТЕЛЛС» — ее принцип, заимствованный с сейсморазведочных станций. Станция сконструирована по принципу одна плата — один канал. Это позволяет добиться повышенной помехозащищенности в морских условиях эксплуатации измерительного оборудования. Как и

в сейсмических станциях выполняется оцифровка всего первичного сигнала на арифметической шкале, что позволяет легко конвертировать данные в сейсмические форматы (<http://geosignal.ru/catalog/elsis-1/>). С помощью аппаратного комплекса «ТЕЛСС-3-Э» автор организовал и выполнил работы на шельфе Печорского, Карского, Лаптевых,

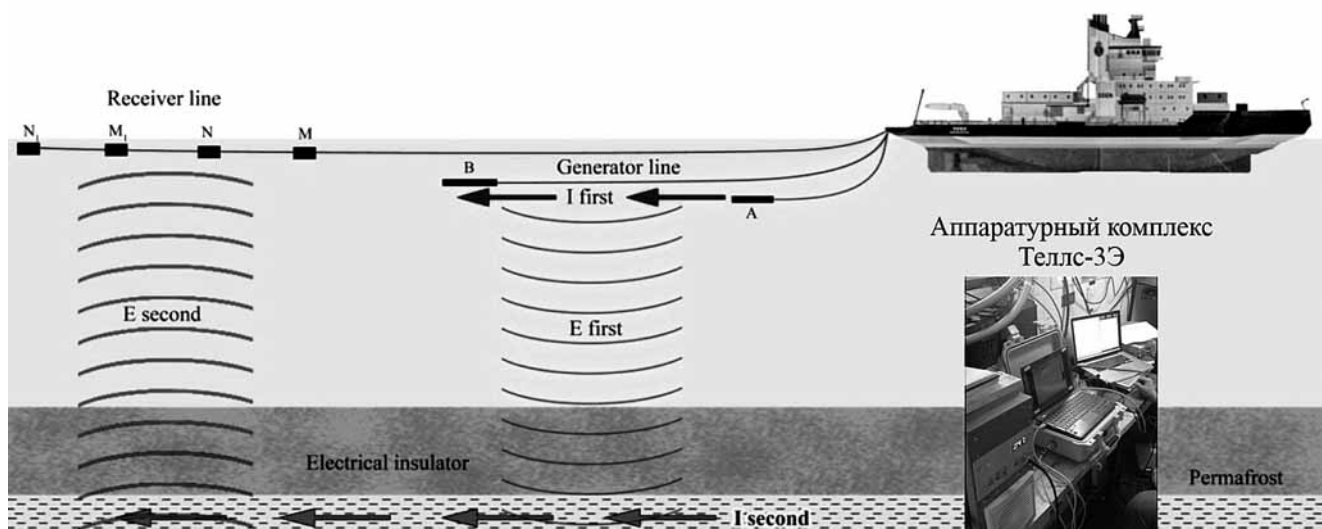


Рис. 3. Технология выполнения зондирования становлением поля в ближней зоне на арктическом шельфе. Фото А.В. Кошурникова

Восточно-Сибирского, Чукотского морей в период 2012–2019 гг.

Для выполнения электроразведочных исследований в транзитной зоне суша–шельф в зимний период автором разработан способ выполнения малоглубинных частотных зондирований (ЧЗ), подтвержденный патентом № 2280269 [Пушкарев, 2006]. По техническому заданию, разработанному автором, силами ООО «МГУ-геофизика» произведен аппаратный комплекс «HF-EM» для работ методом ЧЗ (рис. 4)

и описанный ранее в журнале «Инженерные изыскания» в 2008 г. [Зыков, 2008]. Аналогом аппаратного комплекса в России может служить оборудование ДЭМП, а в мире — «Geonics EM-34». Отличительная особенность аппаратного комплекса «HF-EM» — более широкий ряд частот от 4 до 1024 кГц и возможность работы в автоматическом режиме без смены антенн для разных частот, в отличие от аналогов (<http://www.msu-geophysics.ru/uslugi/oborudovanie/apparaturnyij-kompleks>).

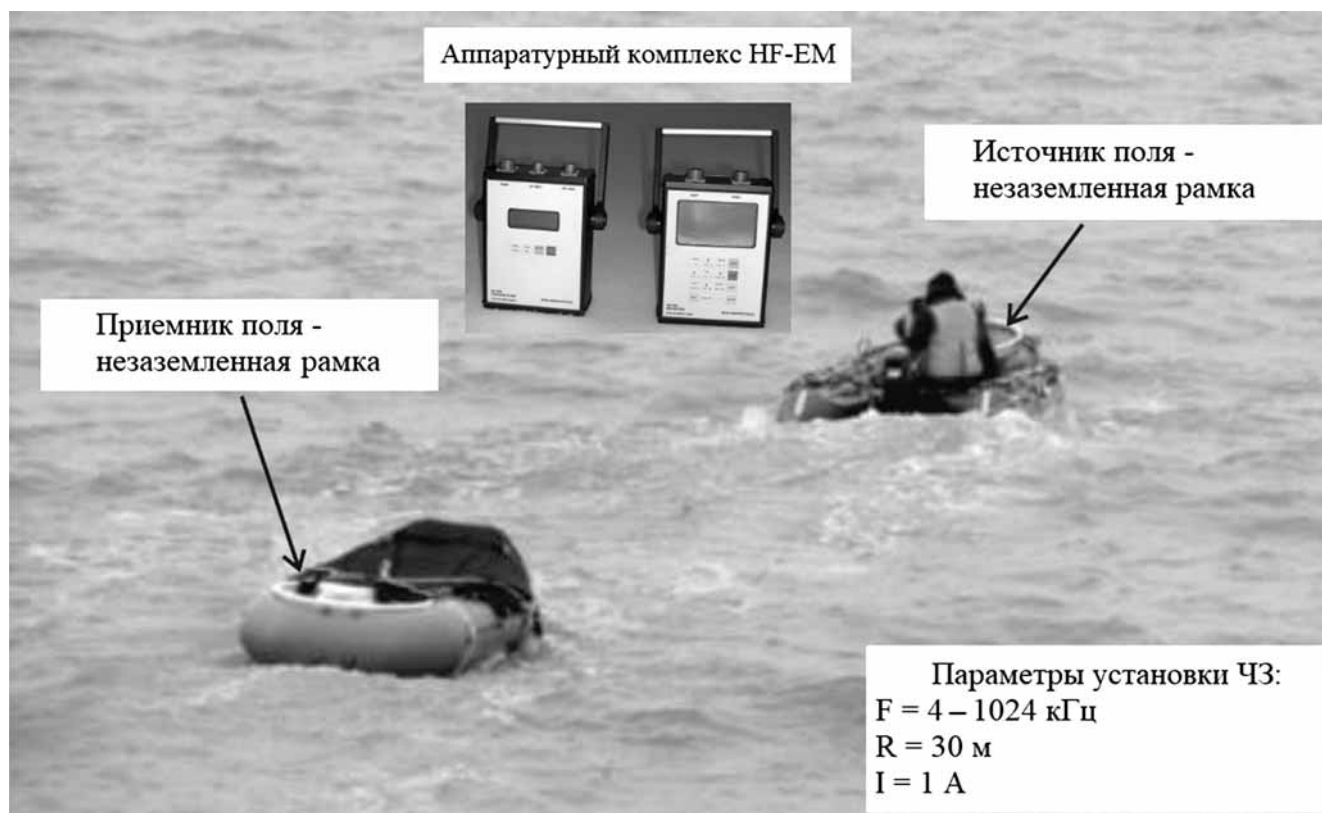
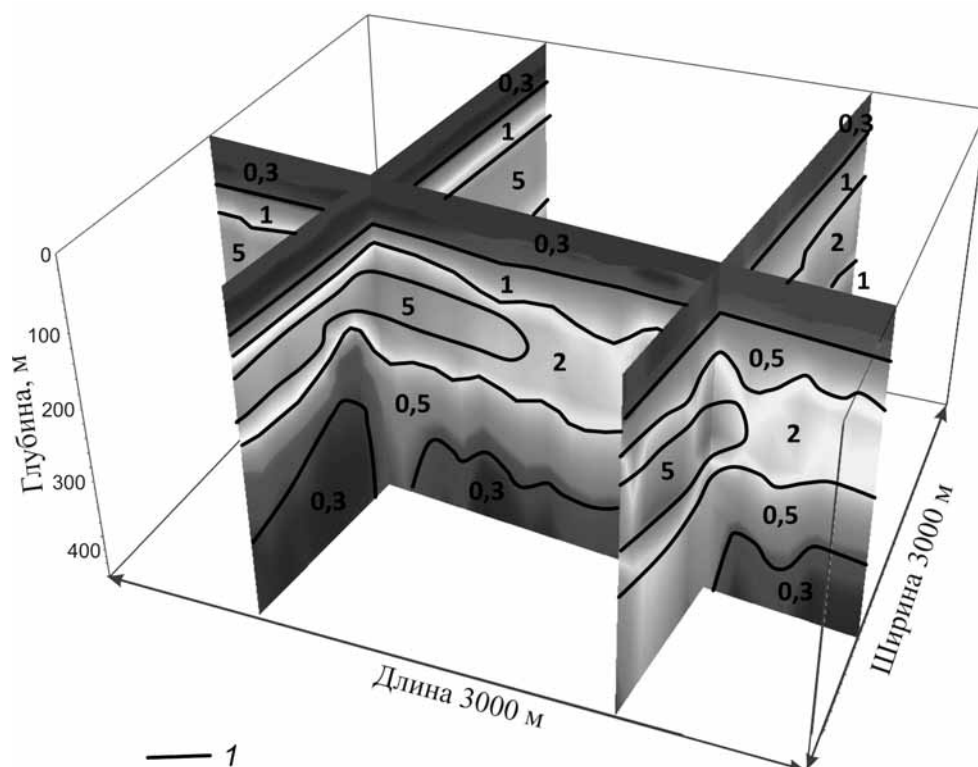


Рис. 4. Технология выполнения ЧЗ в транзитной зоне суша–шельф, приямальский шельф. Фото А. В. Кошурникова

Рис. 5. 3D сглаженная геоэлектрическая модель, отражающая кровлю, подошву и неоднородное строение многолетнемерзлых пород на приямальском шельфе. Программное обеспечение ZondTem1D (А.Е. Каминский): 1 — линии кажущегося сопротивления, Ом·м



Исследования с аппаратным комплексом «HF-ЕМ» позволили получить новые данные о строении уральского и ямального участков Байдарацкой губы на шельфе Карского моря (2006–2009), залива Шарапов Шар на шельфе Карского моря (2010), Чаунской губы на шельфе Чукотского моря (2015) [Зыков, 2008, 2009; Кошурников, 2008]. Необходимо отметить, что именно за счет гальванической составляющей технология ЗСБ на акватории шельфа имеет более высокую чувствительность к высокоомным мерзлым породам, чем технология МТЗ или технология ЗСБ на суше с индукционным способом создания и измерения поля.

Геофизические исследования, выполненные на акватории или с припайного льда, позволяют получить модели распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) на шельфе [Кошурников, 2016; Isaev, 2019]. Рассмотрен один из примеров выполнения ЗСБ на детальном участке приямальского шельфа. Отличительная особенность этих работ заключалась в том, чтобы получить данные о кровле ММП до начала выполнения буровых работ. Стандартная интерпретация данных ЗСБ и ЧЗ заключается в автоматической 1D-инверсии кривых кажущегося сопротивления и построении геоэлектрических разрезов и моделей УЭС (рис. 5).

Отличие применяющейся автором методики интерпретации данных геофизики заключается в использовании для стартовых геоэлектрических моделей значений УЭС, полученных при лабораторных испытаниях грунтов на опорных участ-

ках (близких по свойствам к рядовому участку работ). Такой подход к решению неустойчивой обратной задачи геофизики позволил получить устойчивое решение применительно к опорным участкам арктического шельфа. На рис. 6 приведены результаты автоматической инверсии одних и тех же первичных данных ЗСБ на шельфе при использовании разных подходов к инверсии данных. Рассмотрены геоэлектрические модели, полученные для случая гладких (тонкослоистых) моделей (рис. 6, а–в) и для случая толстослоистых моделей (рис. 6, г). На рисунке 6, а–в выполнена различная геокриологическая интерпретация одной и той же геоэлектрической модели. ММП задавались по изооме 2,5 Ом·м для варианта а, 5 Ом·м для варианта б, 10 Ом·м для варианта в. Очевидно, что для одной и той же геоэлектрической модели получены разные глубины для кровли, подошвы и мощности ММП, ее сплошности и распространения.

Этот пример свидетельствует, что выполнить геофизические исследования для оценки глубины залегания кровли, подошвы ММП и ее распространения недостаточно. В случае использования гладких тонкослоистых моделей возникает большая неопределенность с выбором границ распространения ММП. В случае использования толстослоистых моделей подобные неопределенности не возникает. Четырехслойная модель описывает подавляющее большинство региональных геокриологических задач для арктического шельфа. В такой модели первый геоэлектрический слой — слой воды, второй представлен талыми осадками,

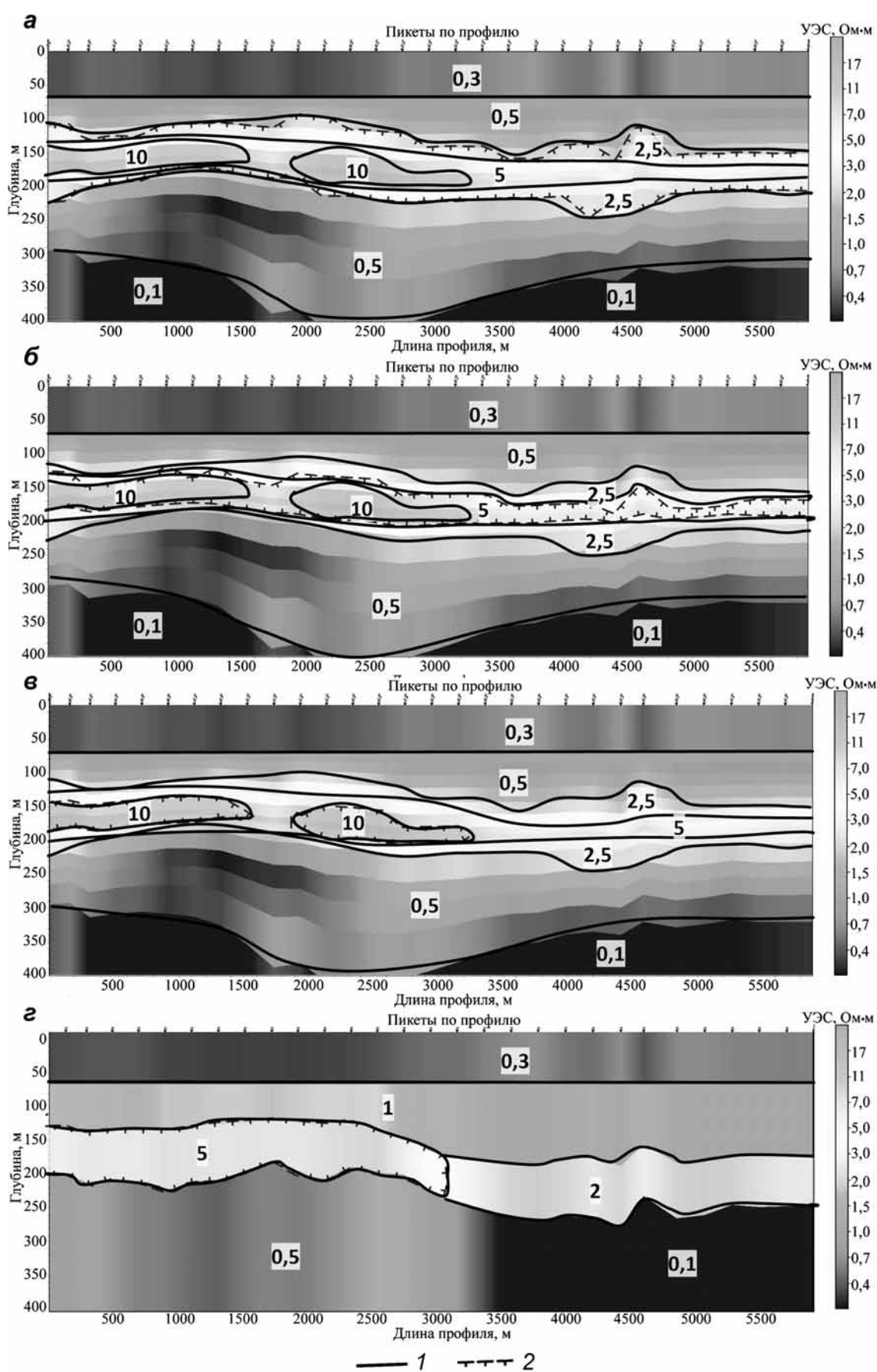
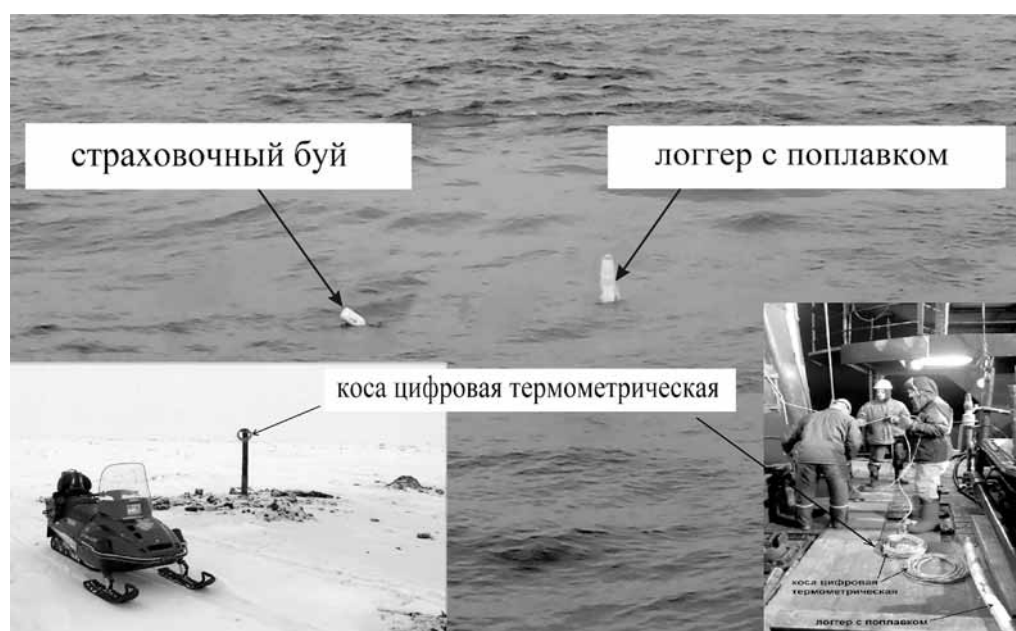


Рис. 6. Модели кровли и подошвы многолетнемерзлых пород для разных значений удельного электрического сопротивления (1) (Ом·м) ММП: а — 2,5; б — 5; в — 10; г — результаты автоматической инверсии в случае толстослоистой модели; 2 — граница многолетнемерзлых пород

Рис. 7. Выполнение термометрических наблюдений, летний период — на приямальском шельфе, зимний — на лаптевоморском шельфе. Фото А.В. Кошурникова



третий слой в геоэлектрической модели связан с ММП на шельфе, подстилает модель слой талых осадочных пород (рис. 6, г).

Однако даже при использовании инверсий с минимальным количеством слоев в модели, необходимо выполнить на участке работ бурение, определить кровлю и подошву ММП (в случае растепления ММП при бурении это возможно только по данным термометрии), а затем для талых и мерзлых участков разреза определить УЭС в лаборатории. Только имея результаты испытаний УЭС грунтов и данные о температуре начала замерзания ($T_{нз}$), можно приступить к геокриологической интерпретации данных геофизических работ. В связи с изменением засоления на различных участках шельфа значения $T_{нз}$, а значит и УЭС, для ММП будут различны. Это объясняется тем, что разные участки шельфа имели разную историю формирования, а значит, и разное засоление. При увеличении концентрации соли понижается температура начала замерзания грунтов, а также УЭС пород как в талом, так и в мерзлом состоянии. Поэтому еще одна составляющая предлагаемого комплекса — инженерно-геологическое бурение с отбором образцов и их лабораторным исследованием в полевых условиях.

Последняя особенность предлагаемой методики — измерение температурного поля в скважинах на опорных участках, с регистрацией температурного поля на льду и на акватории с «выстойкой» термокос. Для измерения температур грунтов на акватории автором разработано техническое задание на цифровые термометрические косы, которые были изготовлены и сертифицированы. При измерениях использованы логгеры, аппаратура связи и обработки. В летних условиях термокосы устанавливаются в скважину с бурового судна по технологии автора, в зимних — термометрия выполняется с припайного льда (рис. 7).

Разработанная технология регистрации температуры грунтов на шельфе позволяет накапливать данные в условиях арктического шельфа в течение нескольких лет и передавать накопленные данные с логгера на ноутбук на расстояние до 1 км при высоте волны не менее 2 м. Такой режим работы необходим при геокриологических исследованиях на арктическом шельфе в связи с растеплением скважин при бурении, особенно при выполнении буровых работ с судна. Исследования автора показали, что при бурении с припайного льда при минимальных оборотах бурового инструмента необходимо от 1–2 дней в суглинистых грунтах до 3–5 дней в супесчаных грунтах. При бурении на шельфе арктических морей с судна при минимальной скорости бурения «выстойка» скважины составляет от 3–5 дней в суглинистых грунтах до 2–3 недель в супесчаных грунтах. Методика применялась в Чаунской губе (шельф Чукотского моря, 2015 г.); на Приямальском шельфе, район о-ва Белый (шельф Карского моря, 2016–2018 гг.); в Хатангском заливе (шельф моря Лаптевых, 2017 г.).

Необходимое условие для успешного выполнения инверсии геофизических данных, проведения тепловых расчетов, оценки фазового состояния пород шельфа — лабораторные испытания грунтов. Испытания необходимо выполнять в полевых условиях, определяя плотность, влажность, температуру начала замерзания, теплопроводность, теплоемкость, электрические, акустические свойства пород, а в камеральных условиях определять также гранулометрический состав, теплопроводность, теплоемкость, соленость, электрические и акустические свойства талых и мерзлых пород шельфа.

Важная составляющая комплекса исследований заключается в математическом моделировании тепловых полей на опорных участках. Для этого задаются характерные для этого участка палеосце-

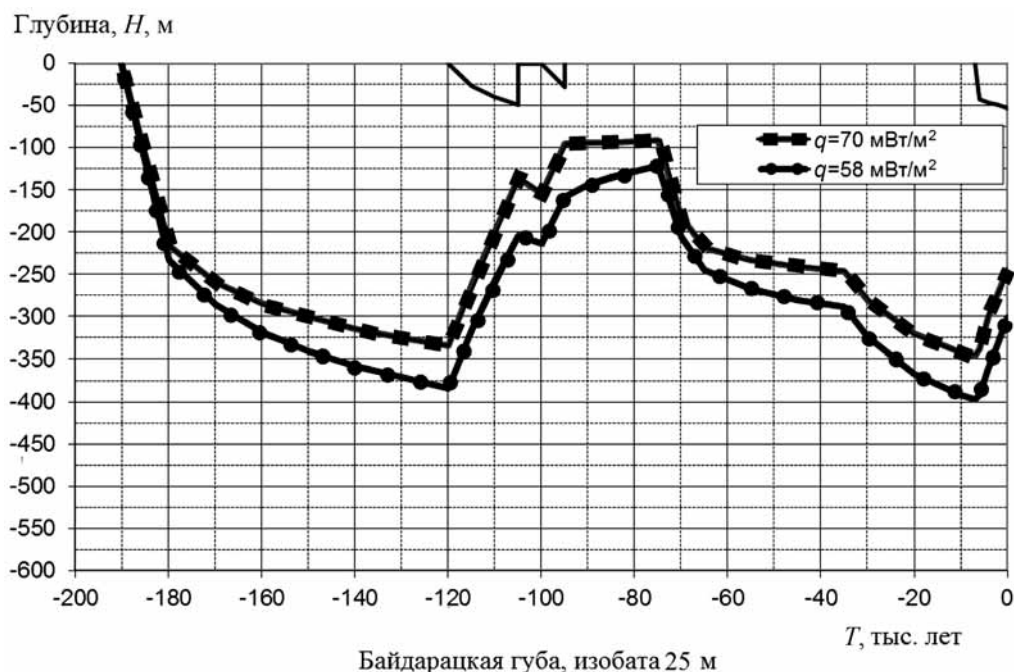


Рис. 8. График глубины (H) подошвы многолетнемерзлых пород от времени (T) для приямальского шельфа на глубине 25 м

нарии, выбираются граничные условия, задается разрез и его свойства, моделируются температурные поля с помощью программных средств, разработанных на кафедре геоэкологии геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова (рис. 8).

Автором были выделены 7 участков на арктическом шельфе России: на шельфе моря Лаптевых в районе залива губы Буор-Хая (опорный разрез 1, Тикси), в районе Хатангского залива (опорный разрез 2, Хатанга), в районе пролива Вилькицкого (опорный разрез 3). На шельфе Карского моря моделировалось тепловое поле в районе о-ва Диксон (опорный разрез 4), в районе о-ва Белый (опорный разрез 5, о-в Белый), в районе залива Байдарацкой губы (опорный разрез 6, Байдарацкая губа), на шельфе Печорского моря тепловое поле моделировалось в районе от Карских ворот до о-ва Колгуев (опорный разрез 7, Печорское море).

Участки были выбраны с учетом их представительности и наличия фактических материалов буровых работ и лабораторных испытаний пород на шельфе, как полученным автором в период 2006–2018 гг., так и из Росгеолфонда.

Совместный анализ результатов теплового моделирования и толстослоистых геоэлектрических моделей показал, что мощность высокоомных слоев в геоэлектрических моделях на 100–300 м больше для зон 1–7, чем мощность многолетнемерзлых пород по тепловым моделям. Объяснить этот феномен на арктическом шельфе возможно, если предположить существование толщ газогидратов под многолетнемерзлыми породами. Образцы газогидратов были подняты на приямальском шельфе при бурении с судна «Бавенит» (ОАО

«АМИГЭ») и на шельфе моря Бофорта канадскими исследователями [Романовский, 1993].

Заключение. В результате исследований разработаны основы комплексного анализа геолого-геофизических данных включающего полевые методы электроразведки, лабораторные исследования и математическое моделирование:

- обосновано проведение широкомасштабных исследований методом зондирования становлением поля (ЗСБ) для изучения многолетнемерзлых пород на шельфе;

- доказана перспективность электроразведки методом частотного зондирования (ЧЗ) для изучения многолетнемерзлых пород в транзитной зоне суша–шельф;

- обоснована необходимость инверсии геофизических данных в режиме толстослоистых моделей и фиксированных модельных УЭС по лабораторным испытаниям грунтов;

- показана эффективность комплекса буровых работ, математического моделирования тепловых полей, лабораторных испытаний грунтов и полевой термометрии для оценки строения криолитозоны в условиях арктического шельфа;

- разработаны оригинальное комплексное оборудование для электроразведки и методики его применения на арктическом шельфе, в частности способ выполнения малоглубинных частотных зондирований (ЧЗ), косы цифровые термометрические (КЦТ); доказана их эффективность.

В случае проведения только геофизических исследований вместо предлагаемого комплекса невозможно установить однозначное положение границы распространения талых, охлажденных и многолетнемерзлых пород и получить современные данные о их сплошности и состоянии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 320 с.
- Зыков Ю.Д., Кошурников А.В., Пушкарев П.Ю. Применение частотного электромагнитного зондирования при проектировании газопроводов // Инженерные изыскания. 2008. № 3. С. 70–74.
- Зыков Ю.Д., Мотенко Р.Г., Кошурников А.В. и др. Экспериментальное исследование влияния нефтяного загрязнения на теплофизические и геофизические свойства засоленных мерзлых и оттаивающих дисперсных грунтов // Вестн. Моск. государственного областного ун-та. 2013. № 1. С. 1–17.
- Зыков Ю.Д., Скворцов А.Г., Кошурников А.В., Погорелов А.А. Информативность геофизических исследований при инженерных изысканиях в криолитозоне // Инженерные изыскания. 2009. № 12. С. 57–63.
- Кошурников А.В., Демидов Н.Э. и др. Информативность геофизических методов разведки при решении геокриологических задач на суше и шельфе // Российские полярные исследования. 2019. № 2. С. 17–23.
- Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Пушкарев П.Ю., Хасанов И.М. Электромагнитные исследования при инженерно-геологических изысканиях в криолитозоне // Разведка и охрана недр. 2008. № 12. С. 25–26.
- Кошурников А.В., Тумской В.Е., Шахова Н.Е. и др. Первый опыт электромагнитного зондирования для картирования кровли подводной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН. 2016. Т. 469, № 5. С. 616–620.
- Пушкарев П.Ю., Кошурников А.В., Джалилов Ф.Ф., Кириаков В.Х. Патент: Способ геоэлектроразведки и устройство для его осуществления, № 2280269, 20 июля 2006 г. Федеральная служба по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам // Бюлл. № 20 от 20.07.2006.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993.
- Тюрин А.И., Исаев В.С., Сергеев Д.О. и др. Совершенствование полевых методов инженерно-геокриологических исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 70–81.
- Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушино, 2005.
- Хименков А.Н., Гагарин В.Е., Кошурников А.В. и др. Лабораторное моделирование процессов формирования криогенного строения морских отложений // Криосфера Земли. 2018. Т. 22, № 3. С. 40–51.
- Isaev V.S., Koshurnikov A.V., Pogorelov A.A. et al. Cliff retreat of permafrost coast in the southwest Baydaratskaya Bay of Kara Sea during 2005–2016 // Permafrost and Periglacial Processes. 2019. N 30. С. 35–47.

Поступила в редакцию 11.12.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

УДК 620.171.2:620.179.18:624.154.1:550.8.052

В.В. Капустин¹, А.А. Чуркин²**ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ АТТРИБУТОВ
АКУСТИЧЕСКОГО СИГНАЛА ДЛЯ ОЦЕНКИ КОНТАКТА СВАИ
С ВМЕЩАЮЩИМИ ГРУНТАМИ**

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1
ООО «ЭГЕОС», 117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, вл. 8, стр. 3

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
LLC "AIGEOS", 117198, Moscow, Mikluho-Maklaya St., Bld. 8, Pde 3

Поверхностный сейсмоакустический метод — один из наиболее часто используемых геофизических методов для контроля за качеством свайных фундаментов. Анализ данных, полученных этим методом в частотной области, позволяет получить дополнительную информацию об изучаемом фундаменте. Авторы предлагают методику оценки контакта свай с вмещающими грунтами на основании анализа динамических атрибутов частотного отклика свай на ударное воздействие. Качественные выводы, получаемые с использованием предложенной методики, могут быть использованы для оценки состояния сооружения и планирования прямых испытаний по определению несущей способности свай.

Ключевые слова: испытания свай, дефектоскопия, сейсмоакустический метод, метод переходной характеристики, акустическое излучение, акустический контакт, несущая способность.

The low-strain impact method is one of the most commonly used non-destructive geophysical methods in pile integrity testing. Data analysis of the low-strain method in the frequency domain allows the researcher to get additional information about the studied foundation. The authors of the article propose a methodology for assessing the contact of piles with soils based on an analysis of the dynamic attributes of the frequency response. Conclusions drawn from using the above-described method can be used by engineers to study piles quality and to plan direct static load tests to determine the bearing capacity of piles.

Key words: pile testing, defectoscopy, low strain impact method, transient response method, acoustic emission, acoustic contact, bearing capacity.

Введение. Поверхностный сейсмоакустический метод (low strain impact method) — один из наиболее распространенных и признанных методов контроля за длиной и сплошностью железобетонных свайных фундаментов. Большой объем работ, высокая производительность, включение в нормативные документы и регламенты позволяют собирать и систематизировать большие массивы данных [Капустин и др., 2018].

Анализ материалов сейсмоакустического метода контроля за качеством свай можно проводить как во временной, так и в частотной области в зависимости от типа свай и инженерно-геологических условий, в которых они находятся. Большой интерес при изучении параметров отклика свай на акустическое воздействие представляет возможность качественной оценки контактных условий свай и вмещающего грунта. Наиболее простой способ оценить контактные условия свая—грунт — найти отношение входного сигнала к наблюдаемому отклику, который можно охарактеризовать набором динамических атрибутов.

Основанная на подобных соображениях и широко известная за рубежом методика устойчивого частотного отклика (steady-state frequency response) появилась практически одновременно с поверхностным сейсмоакустическим методом и опиралась на использование явления акустического резонанса для получения сведений о состоянии свай [Amir, 2017]. Первоначально главной проблемой при проведении работ этим методом была необходимость использовать вибрационный источник для возбуждения сигнала [Davis, Dunn, 1974]. Модификация методики, позволившая анализировать резонансные явления с помощью регистрации силовых параметров удара одновременно с откликом исследуемой конструкции, получила название метода переходной характеристики (transient response method, TRM) [Liang, Beim 2008].

Материалы и методы исследований. *Связь контактных условий в системе свая—грунт с несущей способностью свай.* Несущая способность свай определяется в основном тремя параметрами: прочностью тела свай, несущей способностью

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, мл. науч. с., канд. физ.-мат. н.; e-mail: 1391854@mail.ru

² ООО «ЭГЕОС», руководитель отдела геофизики; e-mail: chaa92@mail.ru

грунта под основанием сваи и сцеплением боковой поверхности сваи с вмещающим грунтом [Fleming et al., 2008]. Первый параметр определяется свойствами используемой бетонной смеси и геометрическими параметрами конструкции и связан с сплошностью сваи, качественную оценку которой дает стандартная методика сейсмоакустического метода. Два других параметра непосредственно зависят от состояния контакта сваи с вмещающими грунтами, несущая способность которых определялась в ходе предшествующих инженерно-геологических изысканий.

При известном соотношении упругих свойств грунта и сваи контакт между телом сваи и вмещающими грунтами — следующий параметр, определяющий величину акустической энергии, излучаемой во внешнее пространство. Оценку величины излучения можно получить с использованием динамических атрибутов возбуждаемого в свае акустического сигнала. Это позволяет проводить сравнительный анализ излучения свай в грунт для изучаемого свайного поля по отношению к тем сваям, несущая способность которых определялась прямым методом.

На возможность и достоверность сравнительного анализа непосредственно влияют следующие обстоятельства:

- сравниваемые сваи должны иметь одинаковую конструкцию, класс бетона, длину и диаметр;
- сваи должны находиться в одинаковых инженерно-геологических условиях;
- сваи не должны иметь нарушений сплошности, иначе их следует рассматривать отдельно.

Важно понимать, что сделать количественные выводы о несущей способности сваи по данным поверхностного сейсмоакустического метода нельзя, но качественная сравнительная оценка контактных условий может дать полезную информацию о несущей способности исследуемой конструкции.

Метод устойчивого частотного отклика. Идея метода состоит в попытке получить частотную характеристику для системы свая—грунт. При этом регистрируемая поверхностным датчиком велосиграмма считается «ответом» на импульс, силовая характеристика которого измеряется с использованием датчика, установленного на ударном источнике, и используется для «нормировки» полученного отклика (рис. 1). Поведение частотной характеристики определяется как наносимым ударом по свае, так и множеством факторов, которые вместе определяют характер взаимодействия сваи с грунтом (длина и сплошность сваи, жесткость контакта и изменения во вмещающих грунтах).

В качестве параметра, характеризующего взаимодействие сваи с грунтом, используется мобильность (mobility, также называемая спектром механического адмиттанса) — параметр, представляющий собой отношение спектров колебательной

скорости и силы наносимого удара. Полученный спектр мобильности анализируется на предмет наличия пиков, связываемых с резонансными частотами. В отличие от вибрационного метода, в котором предполагалось последовательно возбуждать в свае колебания разной частоты с помощью вибратора, для выделения резонансных частот из сигнала используется спектр ударного импульса, содержащий частоты в широком диапазоне.

Связь между расстоянием между резонансными пиками и параметрами сваи описывается с помощью дисперсионного уравнения для тонкого стержня [Капустин, 2011]:

$$\Delta f = \frac{vn}{2L},$$

где v — скорость продольной волны, L — длина сваи, $n = 1, 2, 3, \dots$. Согласно данным работы [Davis, Dunn, 1974], в предельном случае идеально жестко опирающейся на торец сваи с отсутствующим боковым трением возможно наличие резонансного пика на $v/4L$, а в случае свободного опирания аналогичной сваи на подвижное основание — и еще более низкой резонансной частоты.

Полученный спектр мобильности применяется для получения двух атрибутов, используемых для качественной характеристики системы свая—грунт. Это «динамическая жесткость» D (dynamic stiffness) и «механический адмиттанс» N (mechanical admittance):

$$D = \frac{2\pi f_m}{M},$$

$$N = \sqrt{PQ},$$

где M — значение мобильности для частоты f_m (рис. 1), P и Q — наибольшее и наименьшее значения мобильности в наблюдаемом частотном диапазоне соответственно. Динамическая жесткость — параметр, связанный с поведением низкочастотной части спектра мобильности и чувствительный к состоянию контакта основания сваи; механический адмиттанс обратно пропорционален импедансу сваи и при неизменности ее сечения и свойств материала: $N \approx 1$ [Jianlei, Meng, 2015].

На практике использование метода с целью получения качественной информации о контактных условиях сваи (а не только информации о ее длине) сталкивается с множеством проблем. Результаты численного моделирования показывают, что как только система свая—грунт начинает отклоняться от идеального случая «тонкого стержня в однородном полупространстве», увеличивается и неоднозначность интерпретации данных [Liang, Beim, 2008]. Периодически предпринимаются попытки доработать методику проведения испытаний и используемый аппаратный комплекс, корректно определить разрешающую способность метода и провести корреляцию основных анали-

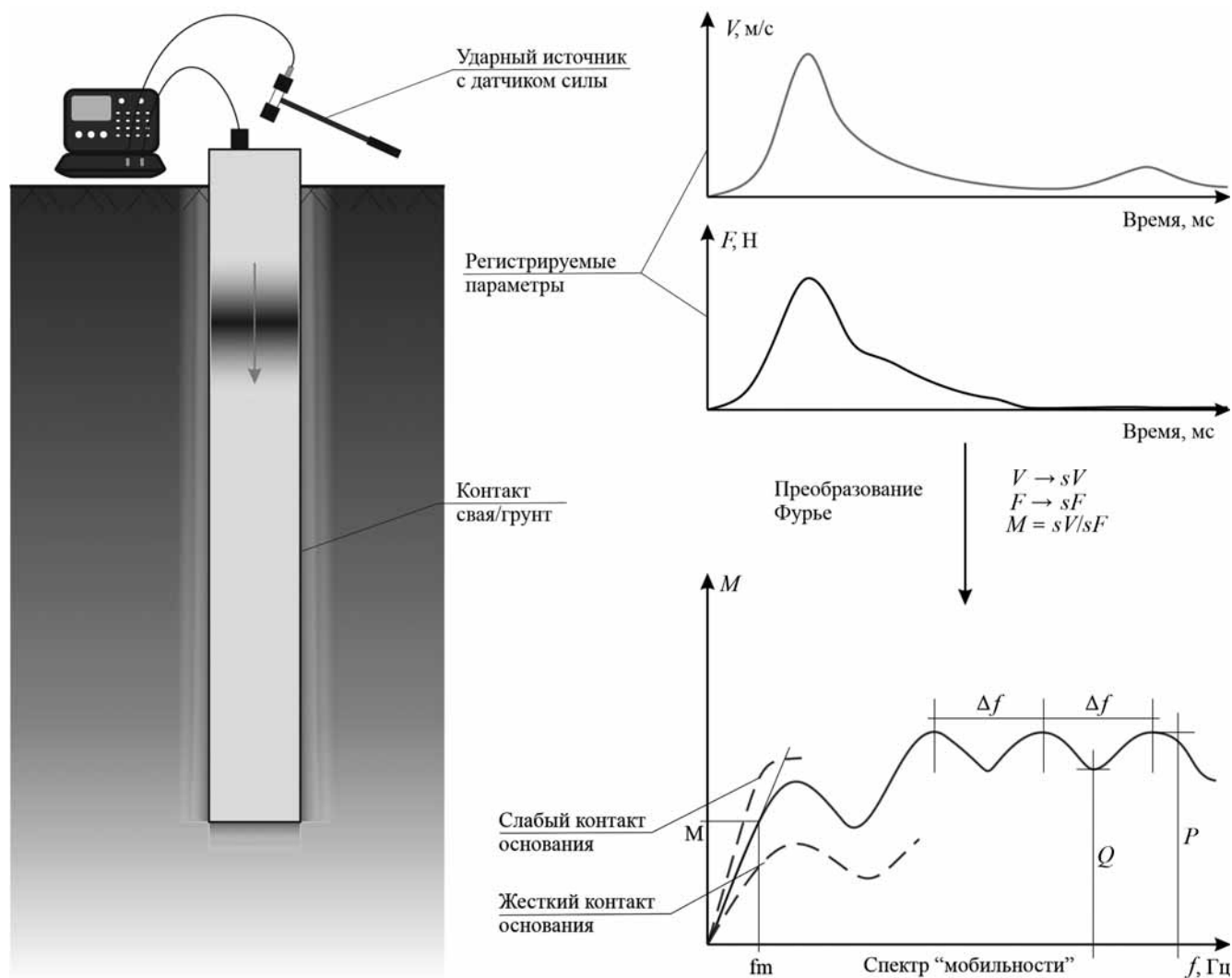


Рис. 1. Схема проведения испытания и анализ регистрируемых данных для метода устойчивого частотного отклика. Буквенные обозначения см. в тексте

зируемых атрибутов с различными параметрами исследуемого фундамента [Rausche et al., 1991; Jianlei, Meng, 2015].

Метод оценки акустического излучения свай.

При отсутствии возможности измерить характеристики ударного воздействия на сваю можно использовать следующий метод, основанный на оценке способности сваи к излучению акустической энергии во вмещающий грунт.

Излучающая способность сваи определяется значениями коэффициента отражения (прохождения) от лобовой и боковой поверхностей сваи и состоянием контакта свая—грунт. При возбуждении акустических колебаний ударным способом в свае распространяются волны различных типов. Рассмотрим волны двух типов: плоские продольные волны и волны, имеющие две составляющие (продольную и поперечную) относительно оси сваи. Для осесимметричной задачи измеряемая колебательная скорость V (или ускорение α) имеет две составляющие: продольную V_z (α_z) и радиальную V_r (α_r). В случае, если выполняется условие

$V_z \gg V_r$ ($\alpha_z \gg \alpha_r$), можно говорить о распространении в свае плоской продольной волны.

Именно такие волны возбуждаются резиновым, пластиковым или тяжелым металлическим молотком и используются для контроля сплошности сваи. В этом случае отраженные волны в большей степени содержат информацию о внутренних дефектах сваи (значительных изменениях сечения и неоднородностях материала). При наличии радиальной составляющей на распространение акустических волн значительно влияет состояние контакта боковой поверхности сваи и грунта. Согласно данным работы [Капустин 2011], такие волны можно возбуждать в свае легкими металлическими молотками.

Назовем акустическую трассу $V(t)$, зарегистрированную в течение временного интервала ΔT , откликом сваи на ударное воздействие. При этом необходимо, чтобы ΔT было больше, чем время прихода отраженной волны от конца сваи. Спектр Фурье трассы можно представить в виде

$$S(j\omega) = A_{\max} S_0(j\omega),$$

где $A_{\max}$ — максимальная спектральная амплитуда, $S_0(j\omega)$ — спектр трассы, нормированный по величине максимальной спектральной амплитуды.

Для идеального линейно-упругого тела при малоамплитудных динамических воздействиях $S_0(j\omega)$ не зависит от силы воздействия, а зависит только от свойств самого тела и источника сигнала. Для реальной бетонной сваи это равенство выполняется приближенно: $S_0(j\omega) \approx \text{const}$. Однако для практических целей этого бывает достаточно.

Результаты исследований и их обсуждение. Рассмотрим примеры, которые наглядно иллюстрируют указанное свойство нормированного спектра отклика (рис. 2, 3, таблица).

Значения коэффициента вариации для приведенных на рис. 3 данных о нормированной площади спектра

№ сваи	Материал ударного источника	Коэффициент вариации, %
12	молоток из твердого пластика	7
	резиновая киянка	13
	металлический молоток	3
13	молоток из твердого пластика	13
	резиновая киянка	16
	металлический молоток	8
16	молоток из твердого пластика	14
	резиновая киянка	13
	металлический молоток	5
22	молоток из твердого пластика	10
	резиновая киянка	8
	металлический молоток	6
24	молоток из твердого пластика	10
	резиновая киянка	7
	металлический молоток	19
27	молоток из твердого пластика	7
	резиновая киянка	8
	металлический молоток	8

Помимо «нормированной площади спектра» могут быть определены и другие атрибуты отклика, в частности, средневзвешенная частота; энергия сигнала, нормированная к максимальной амплитуде; отношение нормированной площади спектра к средневзвешенной частоте и некоторые другие (рис. 2, 4) — их использование позволяет численным образом анализировать свойства спектра сигналов. Подобные атрибуты используются в сейсмологии, есть и опыт успешного их применения для анализа результатов инженерно-геофизических изысканий, как сейсмоакустических, так и радиолокационных [Капустин, Сеницын 2018].

Поскольку при возбуждении в свае плоской продольной волны на ее распространение влияют в основном свойства материала сваи, то нормированный спектр отклика определяется акустической энергией, отраженной от конца сваи и от дефектов в стволе сваи. Иными словами, при отсутствии

дефектов излучение акустической энергии из сваи происходит преимущественно через ее нижний торец. Излучение через боковую поверхность в этом случае незначительно. В качестве сравнительной характеристики «излучательной» способности сваи можно выбрать площадь нормированного спектра.

На рис. 5 приведены данные о двух одинаковых сваях, находящихся в однотипных грунтовых условиях, — значения спектральных атрибутов в них принципиально не отличаются. При наличии заметного дефекта в свае возникает дополнительное излучение (так как за счет сужения или расширения поперечного сечения растет площадь контакта между свайей и вмещающими грунтами), и площадь нормированного спектра, как правило, уменьшается. Сам спектр приобретает более «изрезанный» характер: проявляются резонансные пики, которые для соседних свай, не имеющих нарушения сплошности, могут не быть ярко выраженными (примерно также в методе устойчивой частотной характеристики ведет себя адмиттанс N). На рис. 6 приведены данные, собранные для 4-х обособленных свайных фундаментов, расположенных в пределах одной рабочей площадки с постоянными геологическими условиями, — из каждого фундамента выбрали по одной свае без нарушений сплошности и по одной свае с заметными акустическими аномалиями, интерпретируемыми в качестве нарушений сплошности. На рис. 6 прослеживаются различия как в спектрах отклика, так и в нормированной площади спектра.

При возбуждении акустического сигнала, имеющего значительную поперечную составляющую, на величину излучения сваи влияют условия контакта боковой поверхности сваи. Следующие примеры показывают большую стабильность площади нормированного спектра при возбуждении плоской волны резиновой киянкой и заметное изменение от удара к удару при возбуждении источниками, создающими поперечную составляющую, — набором металлических молотков разного веса (рис. 7 и 8). Данные, приведенные на рис. 7, 8, собраны до и после испытания свай статической вдавливающей нагрузкой. Если свая № 347 не выдержала испытаний статической вдавливающей нагрузкой, то сваи № 14 и 53 выдержали их с большим запасом. По приведенным средним спектрам и значениям нормированной площади спектра нельзя сделать вывод, что статические испытания повлияли на параметры акустического отклика сваи. Однозначные выводы пока делать рано, так как вопрос о влиянии статических испытаний на отклик нуждается в сборе обширной статистики.

Большой интерес представляет корреляция значений динамических атрибутов и их поведения для разных ударных источников с показаниями метода испытаний свай на вдавливающую нагрузку, использующего принципы волновой теории удара (high-strain dynamic testing, PDA), так как

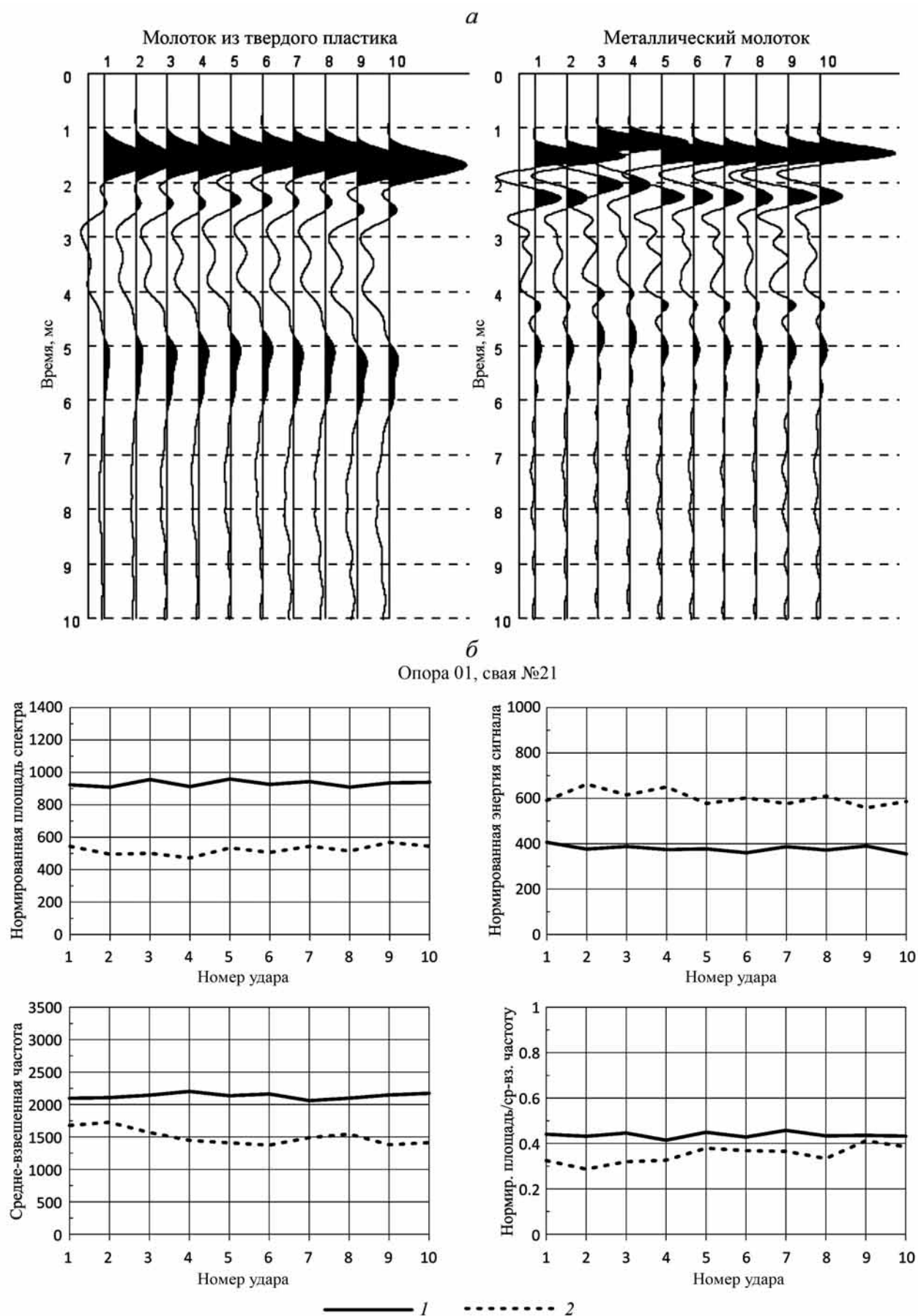


Рис. 2. Стабильность динамических атрибутов при одинаковой силе удара, сечение забивной сваи 30×30 см, длина 8 м: *a* — пример данных, *б* — изменение динамических атрибутов для двух типов ударных источников: 1 — металлический молоток, 2 — молоток из твердого пластика

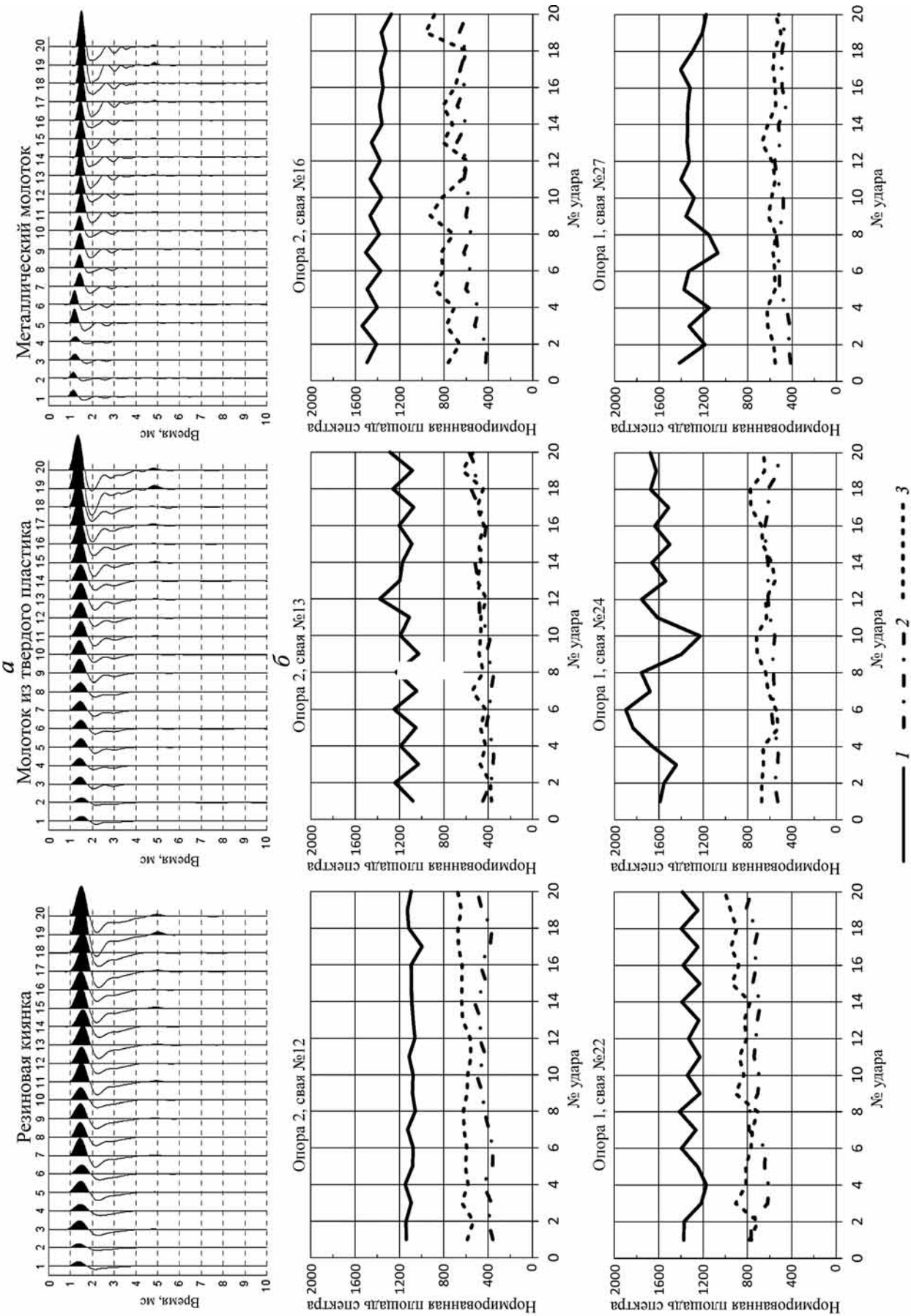


Рис. 3. Стабильность нормированной площади спектра при увеличении силы удара, сечение забивных свай 30×30 см, длина 8 м: *a* — пример данных, полученных для свай № 22, при увеличивающейся силе удара, *б* — изменение нормированной площади спектра в зависимости от силы удара для трех типов ударных источников (увеличение номера удара соответствует увеличению силы удара): 1 — металлический молоток, 2 — киянка, 3 — молоток из твердого пластика

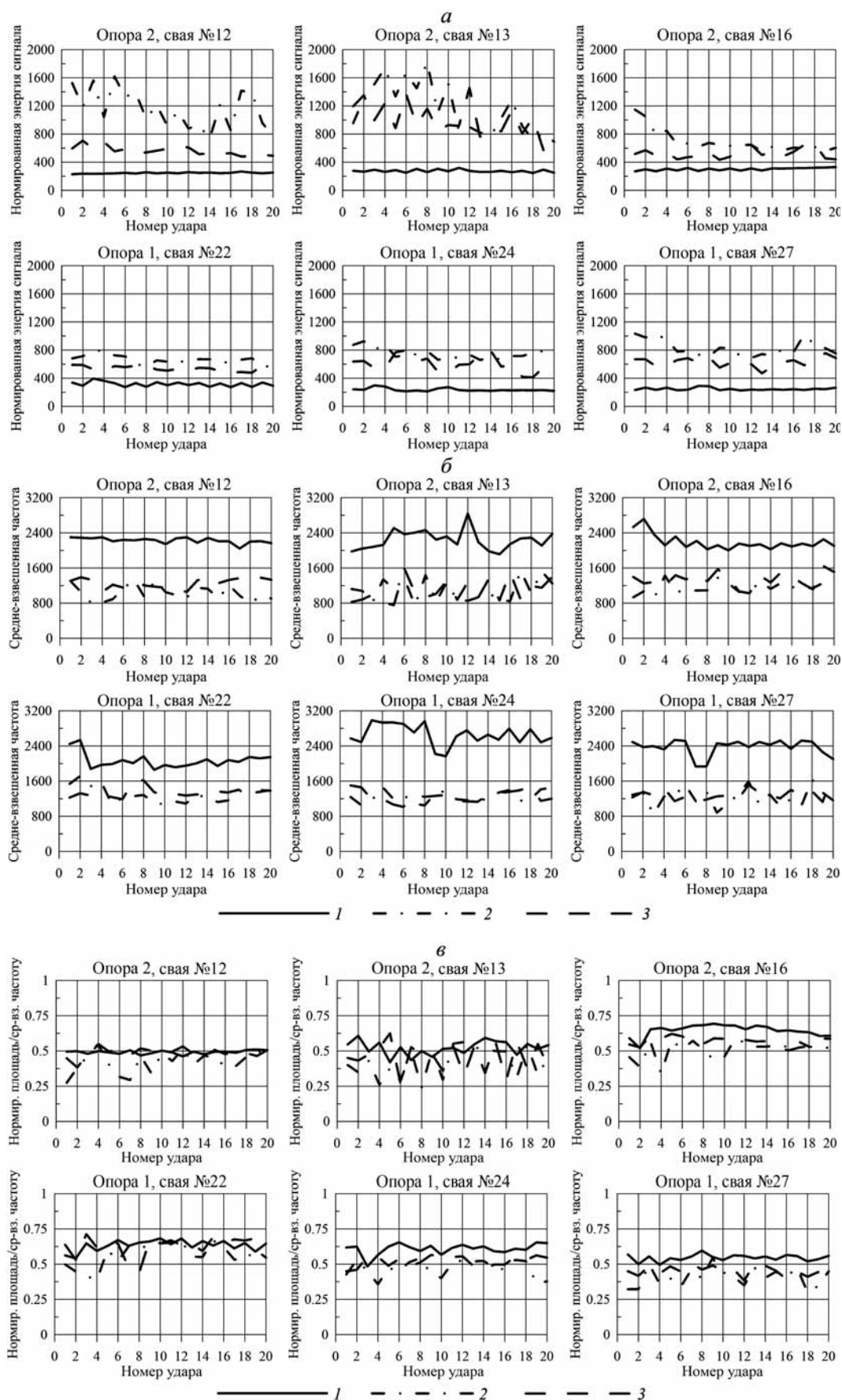


Рис. 4. Поведение динамических атрибутов для свай, описанных на рис. 3: *a* — нормированная к максимальной амплитуде энергия сигнала, *б* — средневзвешенная частота, *в* — отношение нормированной площади спектра к средневзвешенной частоте. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

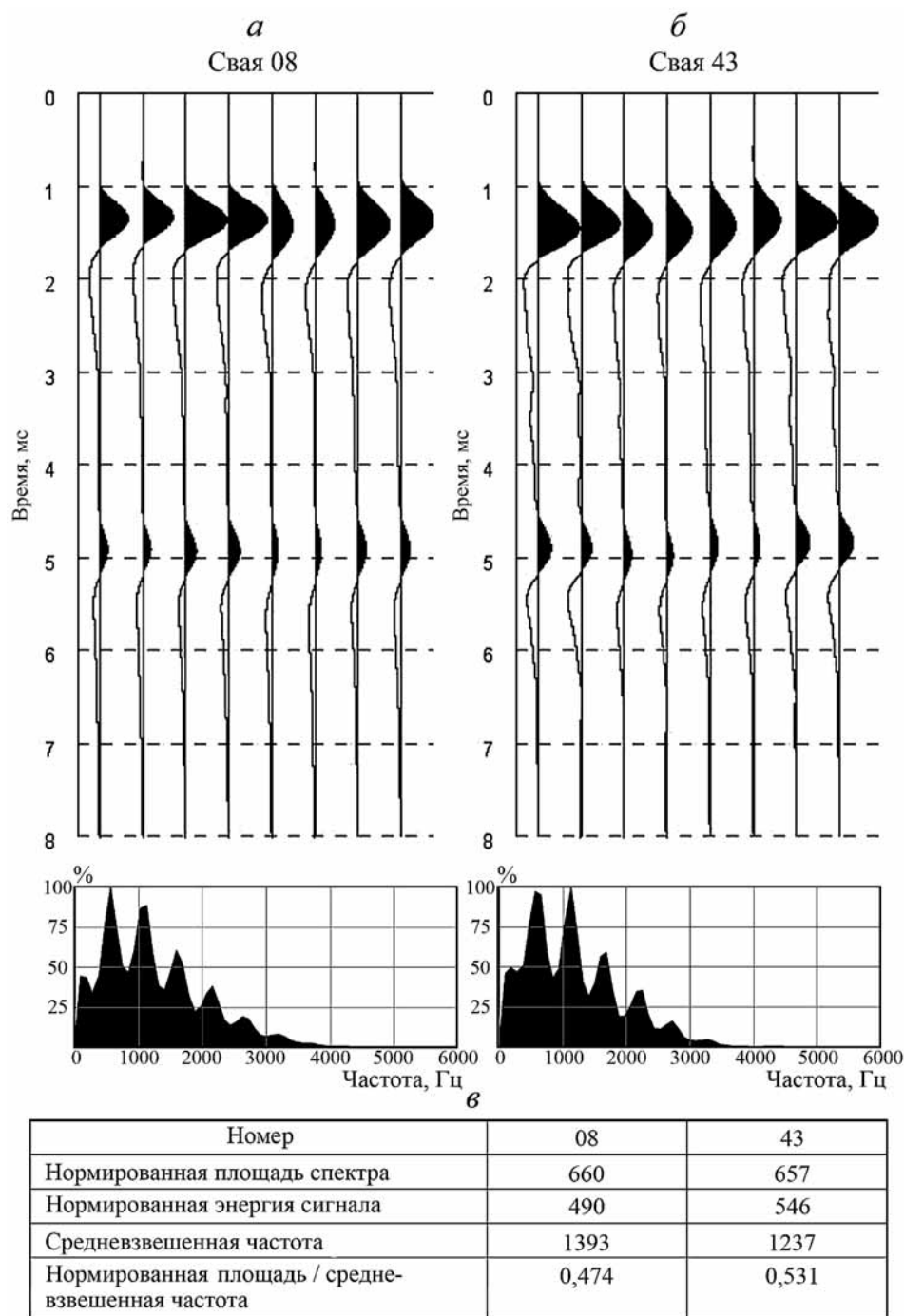


Рис. 5. Сваи диаметром 600 мм и длиной 7,4 м, бетон В25 W6 F150, вмещающие грунты — суглинки твердой консистенции, ударный источник — молоток из твердого пластика: *a* — свая 08, *б* — свая 43, *в* — значения динамических атрибутов для этих свай

Этот метод испытаний позволяет разделить вклад боковой поверхности сваи и ее основания в общую несущую способность сооружения.

Выводы. 1. Плотность контакта свай с вмещающими грунтами и плотность самих вмещающих грунтов непосредственно влияют на величину излучения энергии в грунт и, соответственно, на величину энергии отклика. Для свай, не имеющих нарушения сплошности, выполняется условие: чем хуже контакт, тем выше энергия отклика.

2. Энергия отклика сваи на акустическое воздействие снижается при наличии дефектов в свае.

3. Материал ударного источника влияет на стабильность поведения динамических атрибутов — источники из твердого пластика и резины обеспечивают более стабильное поведение атрибутов, чем металлические.

4. Использование комплекта ударных источников, создающих плоскую продольную волну, и источников, создающих волну с поперечной составляющей, позволяет лучше исследовать состояние контакта свая—грунт.

5. Способы качественной сравнительной оценки несущей способности свай ни в коем слу-

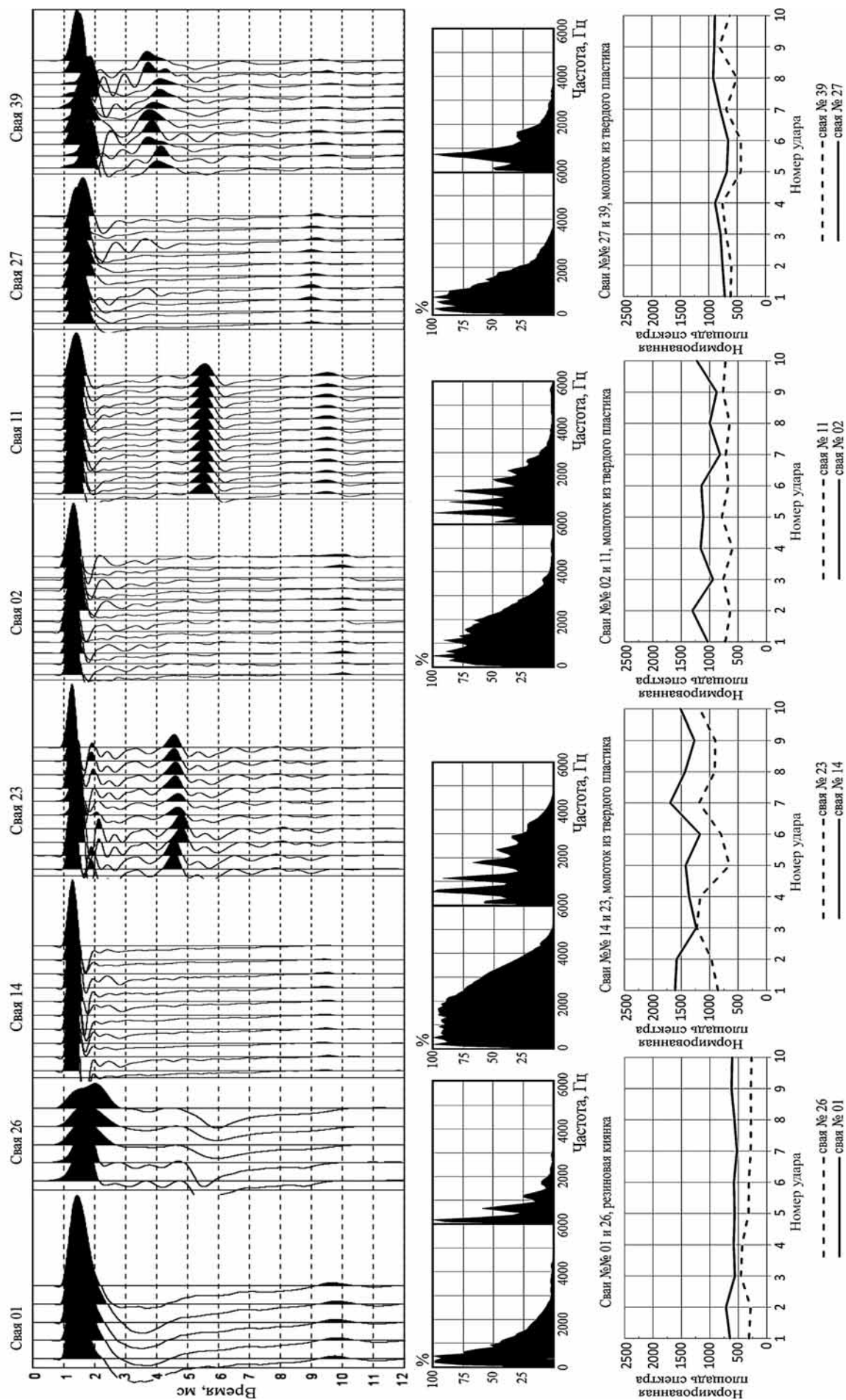


Рис. 6. Свай диаметром 800 мм и длиной 16,0 м, бетон В25 W6 F150, вмещающие грунты — суглинки твердой консистенции и плотные пески в нижней части, ударный источник — молоток из твердого пластика или резиновая киянка. Вверху — примеры данных поверхностного сейсмоакустического метода и средние спектры для каждого набора сигналов, внизу — нормированная площадь спектра для каждой пары свай

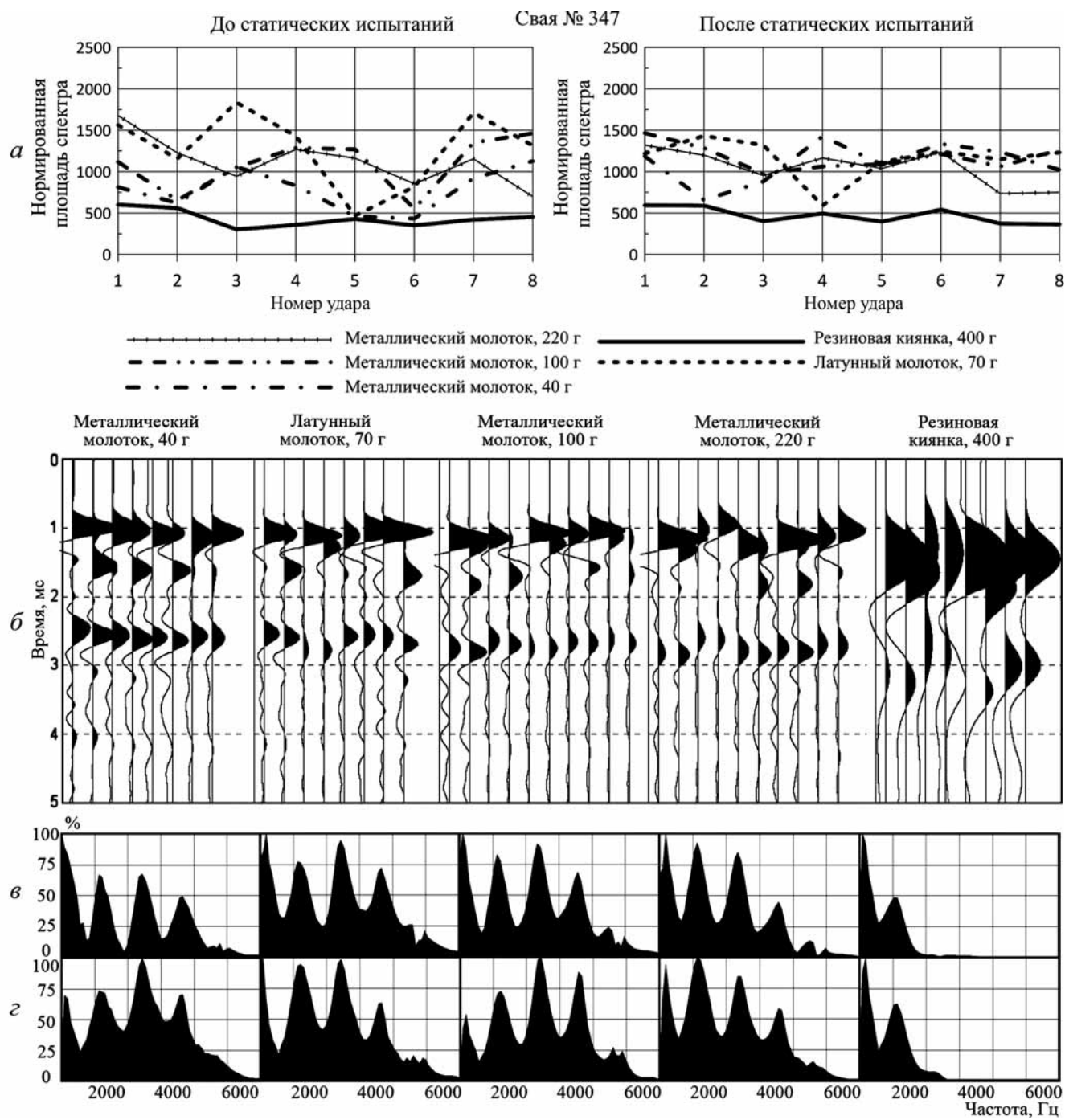


Рис. 7. Нормированная площадь спектра до и после испытания сваи статической нагрузкой, диаметр сваи 530 мм, длина 3 м, бетон В30W6F150: *a* — нормированная площадь спектра для 5 ударных источников; *b* — данные сейсмоакустического метода для сваи до испытания статической нагрузкой; *в* — нормированные спектры для данных, полученных до статических испытаний; *г* — нормированные спектры для данных, полученных после статических испытаний

чае не заменяют испытание свай статическими и динамическими нагрузками. Благодаря высокой производительности и невысокой стоимости эти способы позволяют инженеру-испытателю получить дополнительную информацию о ситуации для всего свайного поля и целенаправленно выбирать сваи для испытания статической или динамиче-ской нагрузкой в соответствии с поведением их акустического отклика.

Благодарности. Авторы выражают признательность генеральному директору ООО «ЭГЕОС» А.А. Мухину за предоставленную возможность использовать полевые материалы организации.

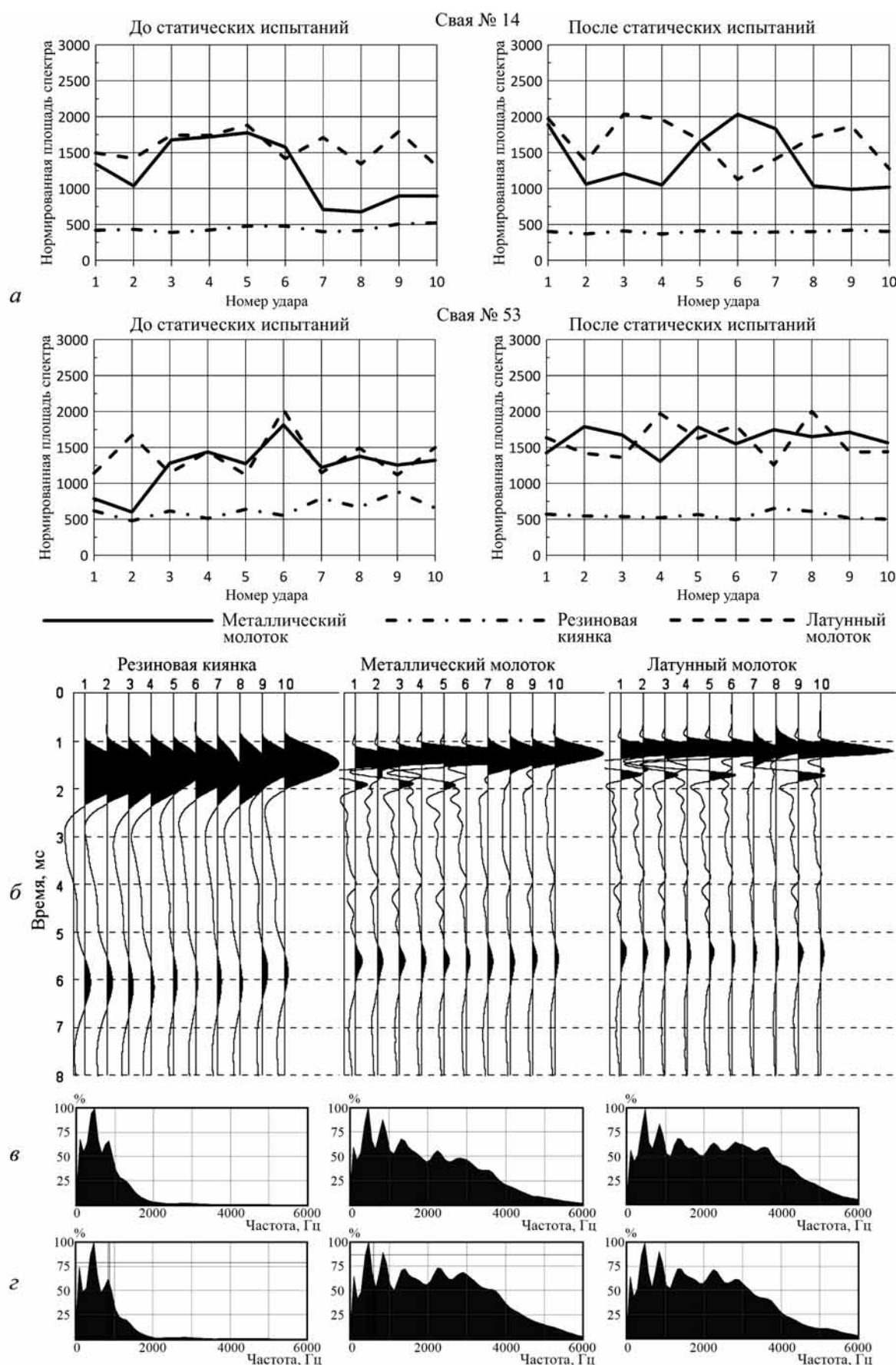


Рис. 8. Нормированная площадь спектра до и после испытания сваи статической нагрузкой, диаметр сваи 400 мм, длина 9,5 м, бетон В25: а — нормированная площадь спектра для свай № 14 и 53 до и после статических испытаний; б — данные для сваи № 14 до испытания статической нагрузкой; в — нормированные спектры для сваи № 14 для сигналов, полученных до статических испытаний; г — нормированные спектры для сваи № 14 для сигналов, полученных после статических испытаний

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Капустин В.В. К вопросу о физических основах акустического метода испытания свай // Инженерные изыскания. 2011. № 11. С. 10—15.

Капустин В.В., Сеницын А.В. Применение атрибутного анализа для решения прикладных задач георадарного профилирования // Геофизика. 2018. № 2. С. 17—23.

Капустин В.В., Чуркин А.А., Лозовский И.Н., Кувалдин А.В. Возможности сейсмоакустических и ультразвуковых методов при контроле качества свайных фундаментов // Геотехника. 2018. Т. 10. № 5—6. С. 62—71.

Amir J.M. Pile Integrity Testing: History, Present Situation and Future Agenda // Proc. 3rd Bolivian Intl. Conf. Deep Foundations. Bolivia, Santa Cruz de la Sierra. 2017.

Davis A.G., Dunn C.S. From theory to field experience with the non-destructive vibration testing of piles // Proc. of the Institution of Civil Engineers. 1974. Vol. 57. P. 571—593.

Fleming K., Weltman A., Randolph M., Elson K. Piling Engineering. 3rd ed. // CRC Press, UK. 2008. 408 p.

Jianlei L., Meng M. Analysis of the dynamic stiffness and bearing capacity for pile foundations // Vibroengineering PROCEDIA. 2015. Vol. 5. P. 134—139.

Liang L., Beim J. Effect of soil resistance on the low strain mobility response of piles using impulse transient response method // Proc. 8th Intl. Conf on Application of Stress Wave Theory to Piling. Lisbon, 2008.

Rausche F., Shen R-K., Likins G. A comparison of Pulse Echo and Transient Response pile integrity test methods // Proceed. of the Transportation Res. Board Annual Meeting. Washington D.C., 1991.

Поступила в редакцию 12.12.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.8

О.А. Хлебникова¹, Я.Е. Терёхина²

НОВЫЕ ОБЪЕКТЫ В РАЗРЕЗЕ ВОСТОЧНОЙ КОТЛОВИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО 3D СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

В разрезе восточной котловины Черного моря и Кавказского континентального склона по данным 3D сейсморазведки впервые обнаружены и описаны уникальные объекты — вертикальные палеоструктуры проседания в верхнемеловых—нижнемеловых отложениях. Особенность этих структур — близкая к изометричной форма в плане. Всего выделено около 40 объектов на площади более 1000 м². В качестве мировых аналогов с близкой волновой картиной на сейсмических данных предложены «многофазные» палеопокмарки, а также карстовые провалы (воронки). Рассмотрены соответствующие модели образования, однако ни одна из теорий не позволяет сделать окончательный вывод о генезисе обнаруженных палеоструктур. Обнаруженные объекты уникальны и требуют дальнейшего изучения.

Ключевые слова: карст, провалы, вал Шатского, 3D сейсмические данные, Черное море.

In the section of the eastern Black Sea basin and the Caucasus continental slope, according to 3D seismic data, unique objects were first discovered and described — vertical failure in the Upper Cretaceous — Lower Miocene deposits. An interesting feature of these structures is a close to isometric shape in plan. About 40 objects have been identified on an area of more than 1000 m². «Bulls-eye» («multiphase») paleo-pockmarks [Andresen, Huuse, 2011], as well as karst collapse [Zuo et al., 2009] are proposed as world analogues with a similar wave pattern on seismic data. The corresponding genesis models are considered, but none of the theories allows drawing a conclusion. The discovered objects are unique and require further investigation.

Key words: karst collapse, the Shatsky Ridge, 3D seismic data, Black Sea.

Введение. С начала 1950-х гг. с распространением дистанционных методов исследования началось изучение строения и особенностей разреза осадочного бассейна Черного моря. Со временем появились все более совершенные методы исследований, улучшились качество и достоверность получаемых результатов, появилась возможность комплексного анализа данных, полученных разными методами. Из-за наличия в разрезе перспективных нефтегазоматеринских пород, а также относительной доступности (в сравнении с Арктическими морями), Черное море не перестает быть объектом для многих исследователей и сейчас [Nikishin et al., 2015, 2017; Tari, Simmons, 2018; Hillman et al., 2018]. Но несмотря на более чем полувековую историю пристального изучения, в разрезе этого бассейна можно обнаружить еще много уникальных объектов.

Материалы и методы исследований. Для анализа разреза подножия континентального склона и глубоководной котловины Восточно-Черноморской впадины были использованы 3D данные

сейсморазведки высокого разрешения. Куб покрывает территорию площадью около 3500 км² и расположен вдоль восточного побережья моря от г. Туапсе до г. Сочи (рис. 1). Максимальная глубина распространения сейсмических данных составляет около 2 км от поверхности морского дна.

Результаты исследований и их обсуждение. Описание разреза. В тектоническом плане территория исследований расположена на вале Шатского и не захватывает Туапсинский прогиб. Стратиграфия отложений весьма условна, так как отсутствуют прямые скважинные данные. Для определения относительного возраста пород разреза выполнена корреляция с региональными профилями, опубликованными в работе [Nikishin et al., 2015].

При интерпретации разрез был разбит на три крупных сейсмических комплекса. Волновая картина нижнего сейсмокомплекса (СК1) представлена параллельными протяженными отражениями с резким увеличением амплитуды снизу вверх. Эта толща разбита многочисленными разрывными нарушениями, выходящими за ее пределы

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ассистент; *e-mail:* oxana.khlebnikova@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра сейсмометрии и геоакустики, науч. с.; *e-mail:* yana.msu@gmail.com

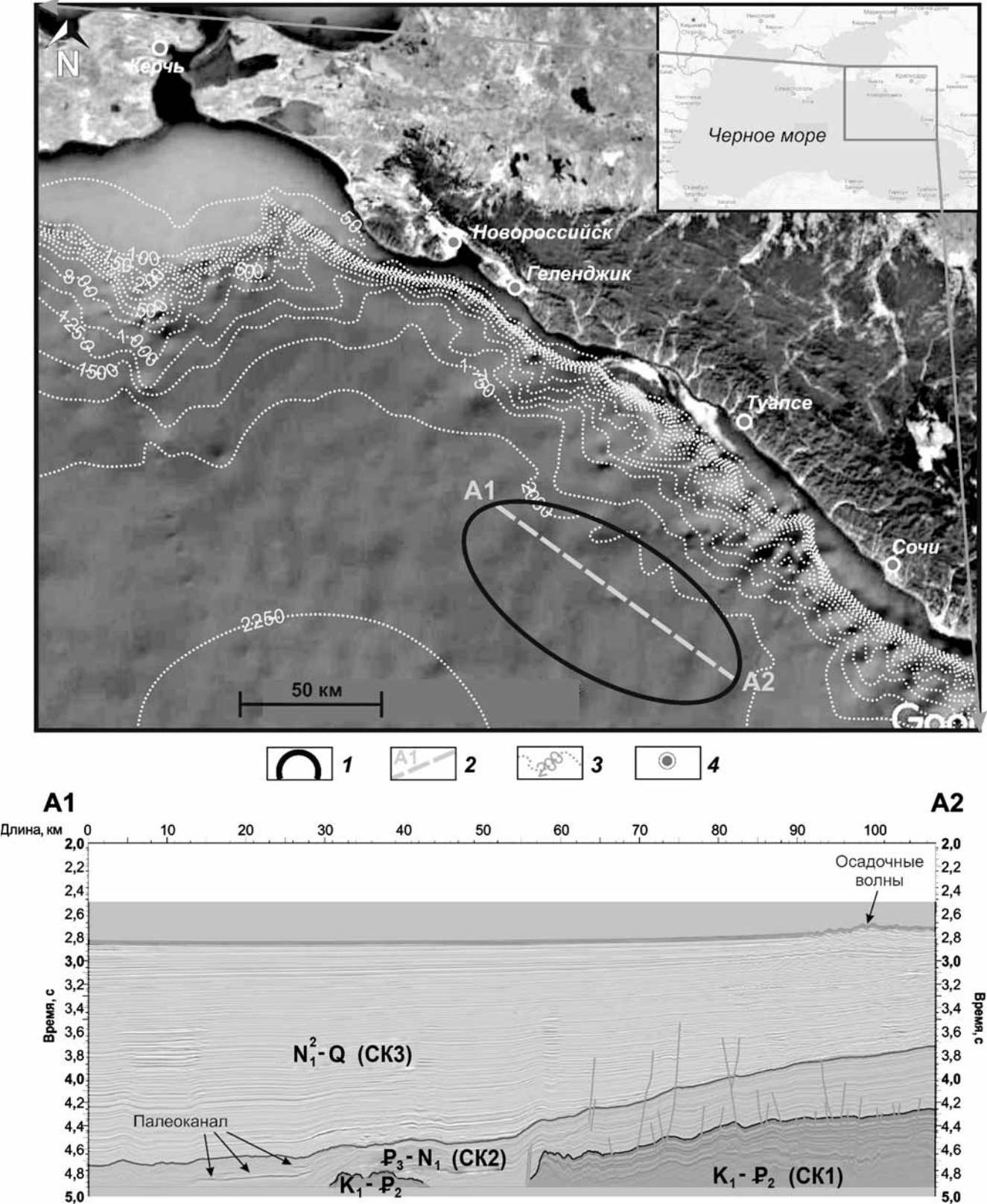


Рис. 1. Фрагмент космоснимка (программа GoogleEarth Pro) с нанесенными изобатами (вверху), область исследований расположена в нижней части материкового склона с глубиной воды 1000–2000 м, и интерпретация наиболее протяженного профиля (внизу): 1 – область исследования; 2 – положение профиля; 3 – изобаты, сечение 50 м; 4 – крупные населенные пункты

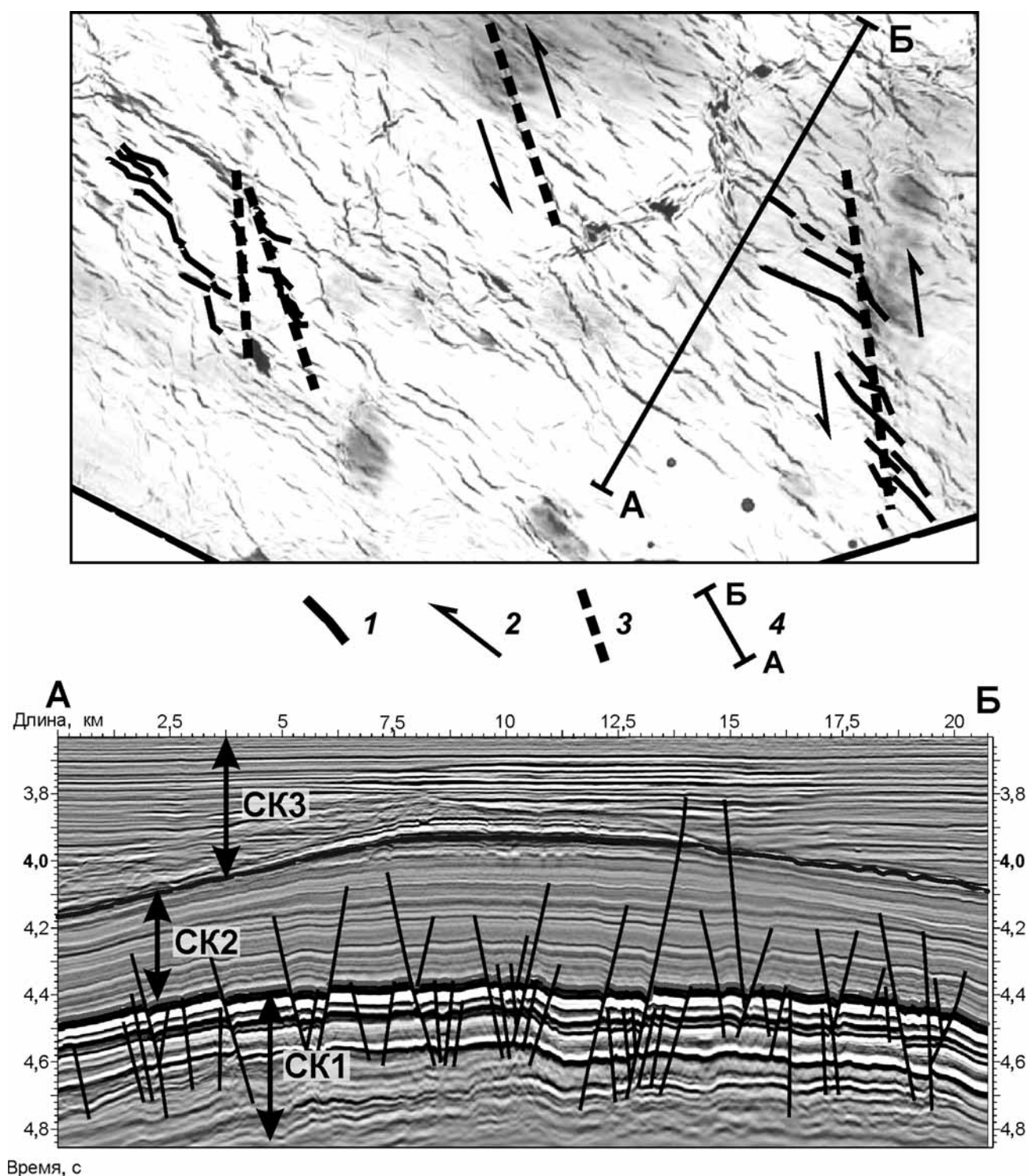


Рис. 2. Фрагмент карты кровли СК1 по атрибуту когерентность, темные линии — разрывные нарушения (вверху) и фрагмент сейсмического профиля с интерпретацией разломов (внизу): 1 — некоторые малоамплитудные сбросы; 2 — линии предполагаемых правосторонних сдвигов; 3 — направление движения; 4 — положение профиля

вверх по разрезу. Снизу комплекс СК1 ограничен глубиной, до которой имеются данные, поэтому подошва комплекса не выделена. Видимая мощность варьирует от 0 до 600 м. Возраст отложений интерпретируется как ранний мел-эоцен (K_1-P_2). В целом эта толща имеет антиформную структуру, протягивается вдоль побережья и, вероятно, соответствует верхней части вала Шатского.

Выше без видимого углового несогласия залегает комплекс СК2, в стратиграфическом плане отнесенный к майкопской серии (P_3-N_1). Волновая картина комплекса неоднородна, характеризуется преимущественно протяженными субпараллельными осями синфазности со средними значениями амплитуд. По латерали встречаются протяженные участки с низкоамплитудной записью, плохо про-

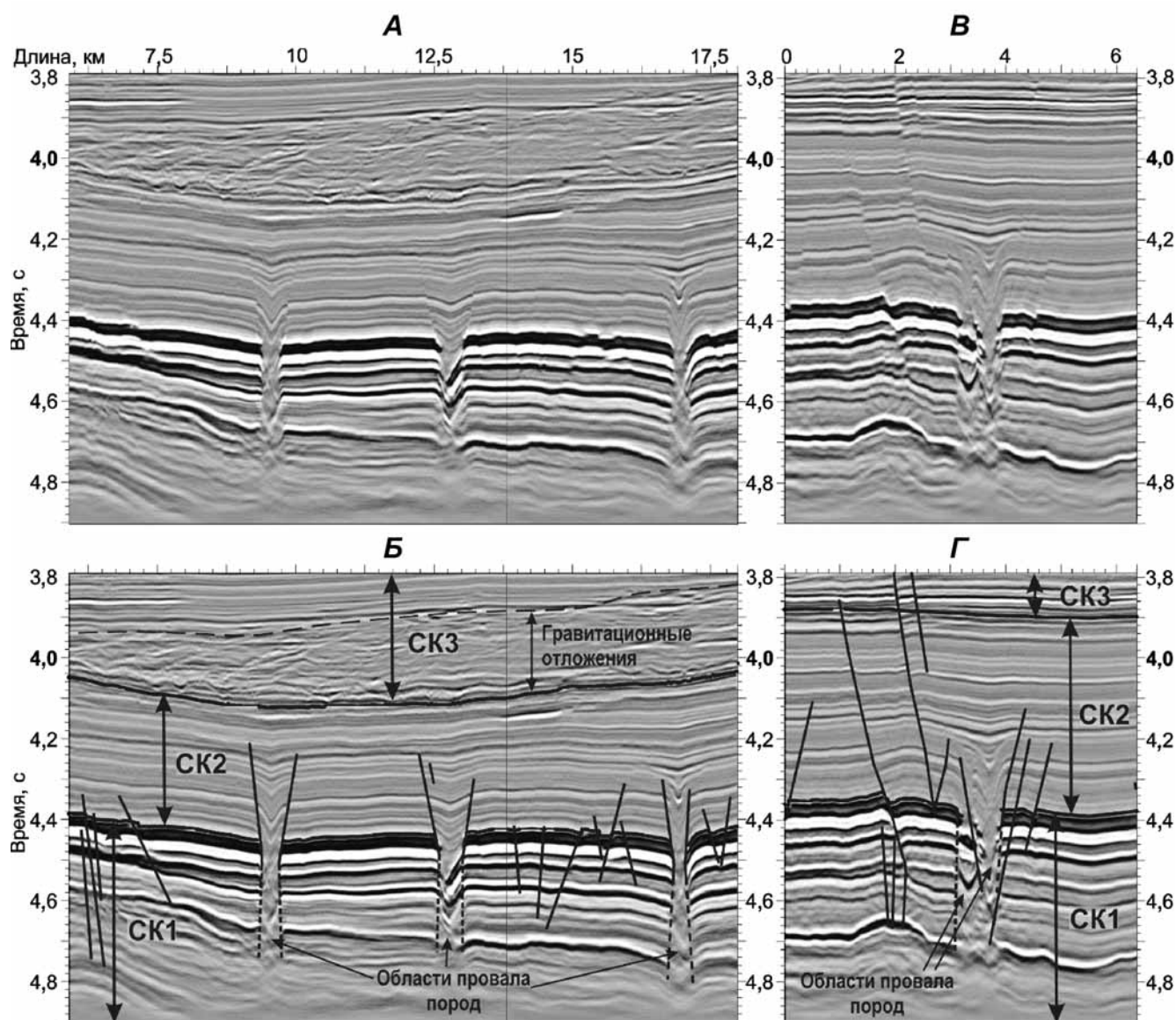


Рис. 3. Фрагмент амплитудного профиля произвольной формы без интерпретации через три аномальные зоны (положение см. на рис. 4, А, профиль 1) (А) и аналогичный фрагмент амплитудного профиля с интерпретацией, отмечены все основные элементы разреза (положение см. на рис. 4 А, профиль 1) (Б); В — фрагмент амплитудного профиля без интерпретации через сдвоенную аномальную зону (положение см. на рис. 4, А, профиль 2); Г — фрагмент амплитудного профиля с интерпретацией, аналогичный В, отмечены все основные элементы разреза (положение см. на рис. 4, А, профиль 2)

слеживаемыми отражениями вплоть до хаотичной волновой картины. Отмечены локальные участки с резким повышением амплитуды. Выявлено распространение и затухание разрывных нарушений из нижележащей толщи. Лишь единичные разломы пересекают кровлю комплекса и прослеживаются вверх по разрезу. Мощность СК2 составляет 80–650 м.

Верхний сейсмокомплекс (СК3) перекрывает нижележащие отложения с небольшим угловым несогласием. Он представлен протяженными субгоризонтальными параллельными и ненарушенными отражениями, и лишь в восточной части наблюдаются оси синфазности волнистой морфологии общей толщиной около 400 м от морского дна. Эти отложения интерпретируются как осадочные волны. Мощность всего комплекса

составляет 900–1800 м. Толща СК3 предположительно относится к среднему миоцену–квартеру ($N_1^{2-3}-Q$).

В нижней части разреза, в пределах СК1 и СК2, обнаружено множество разрывных нарушений. Больше всего их выделено в СК1, и лишь единичные разрывы пересекают кровлю СК2. Распространение разломов в плане, а также их сбросовая составляющая позволяют сделать вывод, что это область левосторонней трансформации (рис. 2).

Палеоструктуры. При анализе разреза в сейсмокомплексах СК1 и СК2 обнаружены вертикальные зоны с резким проседанием осей синфазности и с небольшим понижением значений амплитуды внутри них (рис. 3). Эти зоны часто ограничены с двух сторон разрывными нарушениями. В плане они имеют почти идеальную округлую форму

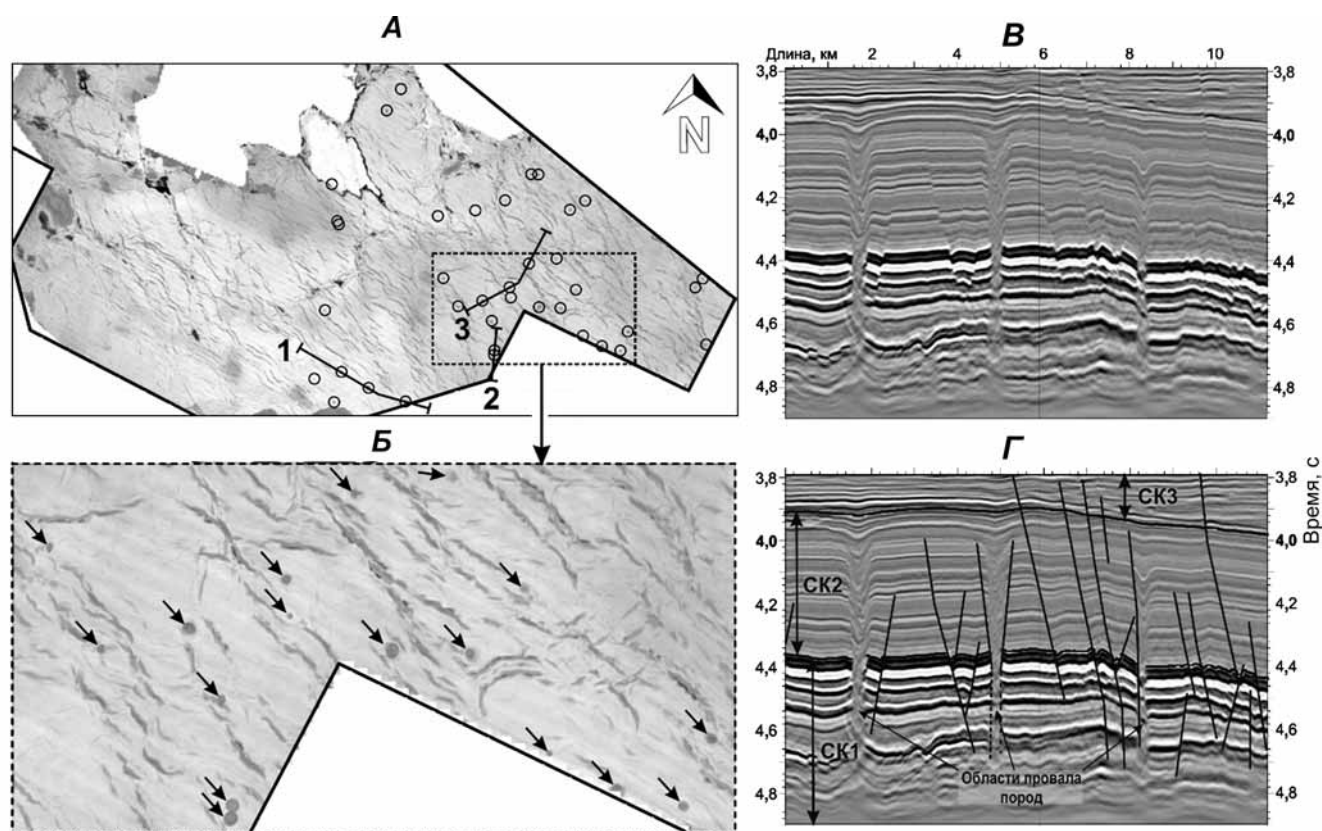


Рис. 4. Карта кровли СК1 по атрибуту амплитуда, кружками отмечены описанные в статье аномальные области, черными отрезками с цифрами показано положение профилей (А): 1 — см. рис. 3, А, Б; 2 — см. рис. 3, В, Г; 3 — см. рис. 4, В, Г; Б — увеличенный фрагмент А, структуры показаны стрелками; В — фрагмент амплитудного профиля произвольной формы без интерпретации через три аномальные зоны (положение см. на рис. 4, А, профиль 3); Г — фрагмент амплитудного профиля, аналогичный В, с интерпретацией, отмечены все основные элементы разреза (положение см. на рис. 4, А, профиль 3)

(рис. 4). Описанные структуры начинаются за пределами съемки (более 2000 м от поверхности морского дна), вверх по разрезу прослеживаются до кровли СК2 (угловое несогласие), лишь единичные пересекают ее и заканчиваются в СК3. Всего выделено 40 подобных объектов в восточной части площади, их диаметр в плане варьирует от 100 до 550 м, а верхней части до 800 м. Вертикальная протяженность этих зон достигает 800 м, а минимальная — 160 м.

Природа этих объектов однозначно не определена. Как нам представляется, один из вариантов заключается в формировании подобных структур как вертикальных зон миграции флюида, подобных описанным в работе [Andresen, Huuse, 2011]. На западном шельфе Африки были обнаружены дизъюнктивные дислокации, представленные полигональной сетью разломов, а также “bull’s-eye” покмарки — результат многофазной миграции флюида в одном и том же месте в течение относительно длительного времени с образованием покмарков на разных стратиграфических уровнях. В пользу этой теории свидетельствует практически идеально изометричная форма объектов в плане. Внутреннее строение многофазных палеопокмарков на западном шельфе Африки и объектов, обнаруженных в разрезе Черного моря, в целом похоже, однако во втором случае оси синфазности более

выдержаны и часто не нарушены, что нельзя отметить в статье [Andresen, Huuse, 2011]. В породах Черноморского бассейна не наблюдаются явные амплитудные аномалии вблизи описанных объектов, что ставит под сомнение теорию о миграции флюида. Важно отметить, что ранее по литературным данным в пределах подножия Кавказского континентального склона и Восточно-Черноморской глубоководной впадины палеопокмарки и вертикальные каналы миграции флюидов не описаны. Однако многочисленные флюидопроявления выявлены на юго-востоке Черного моря в Грузинском секторе на хр. Кобулету [Körber et al., 2014], а также на конусе выноса Днепра и Дуная на западе [Naudts et al., 2006; Hillman et al., 2018], в пределах турецкого шельфа на юге поднятия Архангельского и Синопского грабена [Çifçi et al., 2003]. Обобщение информации о газопроявлениях по периметру всего бассейна выполнено в работах [Афанасенков и др., 2007; Starostenko et al., 2015; Tari, Simmons, 2018].

Второе предположение о генезисе обнаруженных структур заключается в наличии проявлений карста. По данным [Афанасенков и др., 2007], отложения нижнего мела—эоцена (K_1-P_2) СК1 представлены карбонатами. Именно в этих отложениях берут начало рассматриваемые объекты. Можно предположить, что в карбонатной толще

были сформированы карстовые полости, законсервированные на достаточно продолжительный период. Активизация тектонических напряжений привела к формированию не только сети разломов, но и к провалу вышележащей осадочной толщи в карстовые полости с образованием таких масштабных структур.

Эта версия также имеет ряд недостатков. Так, вряд ли возможна консервация карстовых полостей на длительный период, необходимый для накопления вышележащей толщи осадочных образований. Для формирования полостей такого масштаба необходимы субэральные условия, а подобные события в истории региона пока не выявлены. Однако процесс карстообразования подтвержден полевыми исследованиями окружающей суши в породах юры и неокома [Афанасенков и др., 2007]. Кроме того, предполагается наличие карстовых полостей и на вале Шатского в том же стратиграфическом интервале [Афанасенков и др., 2007, с. 81].

По 3D сейсмическим данным карстовые провалы описаны в районе угольной шахты Сяцяо (Xieqiao) на севере Китая [Zuo et al., 2009]. По

данным этих авторов, волновая картина карстовых провалов близка к волновой картине, характерной для структур в разрезе Черноморского бассейна. Размер провалов, описанных в Китае (100–160 м по горизонтали и около 300 м по вертикали) соответствует минимальному размеру анализируемых объектов в Черном море. Значительное отличие — расширение провалов вниз по разрезу, в то время как все черноморские объекты расширяются вверх.

Заключение. Описаны впервые обнаруженные в пределах подножия Кавказского континентального склона и Восточно-Черноморской глубоководной впадины аномальные вертикальные объекты в верхнемеловых—нижнемиоценовых отложениях. Всего выделено 40 объектов на площади размером более 1000 км². Предложены возможные мировые аналоги и модели образования, однако ни одна из теорий не позволяет сделать окончательный вывод касательно их генезиса. Обнаруженные объекты — уникальные структуры, требующие дальнейшего изучения.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00503).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007.

Andresen K.J., Huuse M. «Bulls-eye» pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial // *Marine Geol.* 2011. Vol. 279, N 1–4. P. 111–127.

Çifçi G., Dondurur D., Ergün M. Deep and shallow structures of large pockmarks in the Turkish shelf, Eastern Black Sea // *Geo-Marine Letters.* 2003. Vol. 23, N 3–4. P. 311–322.

Hillman J.I., Klaucke I., Bialas J. et al. Gas migration pathways and slope failures in the Danube Fan, Black Sea // *Marine and Petrol. Geol.* 2018. Vol. 92, P. 1069–1084.

Körber J.H., Sahling H., Pape T. et al. Natural oil seepage at Kobuleti ridge, eastern Black Sea // *Marine and Petrol. Geol.* 2014. Vol. 50. P. 68–82.

Naudts L., Greinert J., Artemov Y. et al. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea // *Marine Geol.* 2006. Vol. 227. P. 177–199.

Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // *Marine and Petrol. Geol.* 2015. Vol. 59. P. 638–655.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2017. Vol. 428, N 1. P. 241–264.

Starostenko V.I., Rusakov O.M., Shnyukov E.F. et al. Methane in the northern Black Sea: characterization of its geomorphological and geological environments // *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2010. Vol. 340, N 1. P. 57–75.

Tari G.C., Simmons M.D. History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 2018. Vol. 464.

Zuo J.-P., Peng S.-P., Li Y.-J. et al. Investigation of karst collapse based on 3-D seismic technique and DDA method at Xieqiao coal mine, China // *Intern. J. Coal Geology.* 2009. Vol. 78, N 4. P. 276–287.

Поступила в редакцию 30.08.2019

Поступила с доработки 15.01.2020

Принята к публикации 15.01.2020

**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 неперiodических 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
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, 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. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических 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
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 15.06.2020. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. . Тираж экз.

Изд. № 11476. 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”)