

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 5 • 2023 • СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Модин И.Н., Шевченко В.А., Ерохин С.А., Красникова А.М. Геофизические исследования курганного некрополя Гнездилово-12 (Сузdalское Ополье)	3
Садиров Р.М., Юсупов А.Б., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Метасоматиты золоторудных месторождений и их взаимоотношение с оруденением горы Ауминзатау (Центральные Кызылкумы)	13
Богуславский М.А., Ханин Д.А., Перетятько В.О. Генезис и стадийность минералообразования золото-серебряного месторождения Зун-Оспа (Восточный Саян)	18
Савенко А.В., Савенко В.С. Растворимость CaF ₂ в морской воде нормальной и повышенной солености (в связи с генезисом флюорита в осадочных породах)	26
Шарипов Ф.А., Киреева Т.А. Причины техногенного загрязнения вод верхних водоносных горизонтов вследствие разработки нефтяных и газовых месторождений Татарского свода	32
Маловичко А.А., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмологический мониторинг России в 2022 году	40
Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. Закономерности изменения состава и физико-механических свойств андезитов Восточно-Паужетского термального поля под действием аргиллизации (Южная Камчатка)	46
Челноков Г. А., Харитонова Н. А., Лаврушин В. Ю., Айдаркожина А. С., Женг Г. Редкоземельные элементы в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области	58
Краснова Е.А., Бычков А.Ю., Криволуцкая Н.А., Веливецкая Т.А., Косоруков В.Л. Методика определения изотопного состава серы в ультрабазит-базитовых породах с низким ее содержанием	72
Егоров И.В., Большакова М.А., Крылов О.В. Сравнительный анализ нефтей из карбонатных отложений верхнеусольской подсвиты и венд-кембрийских нефтегазоносных горизонтов в пределах центральной части Непско-Ботубинской антиклизы	78
Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Савостин Г.Г., Вайтхович А.П., Калмыков Г.А. Эволюция биокластов при катагенезе в породах баженовского горизонта на территории фроловской нефтегазоносной области	87
Савостин Г.Г., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. Экспериментальные данные по изучению кинетики преобразования органического вещества в образце баженовской сланцевой формации Западной Сибири	96
Фалалеева А.А., Шелков Я.Ю., Чеверев В.Г., Брушков А.В. Оценка изменения несущей способности мёрзлых грунтов при возможном изменении температуры и оттаивании вечной мерзлоты в арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века ...	105
117	

ИСТОРИЯ НАУКИ

Кожанов Д.Д., Большая М.А. Краткая история исследования нефтегазоносности Волго-Уральского бассейна. Взгляд из XXI века	117
---	-----

CONTENTS

Modin I.N., Shevchenko V.A., Erokhin S.A., Krasnikova A.M. Geophysical investigation of Gnezdilovo-12 burial mound necropolis (Suzdal Opolie)	3
Sadirov R.M., Yusupov A.B., Usmanova Sh.V., Tevelev A.V. Metasomatites of gold deposits and their connection with ore process of mountain Auminzatau (Central Kyzylkum)	13
Boguslavskiy M.A., Khanin D.A., Peretyatko V.O. Genesis and stages of mineral formation of the Zun-Ospa gold and silver deposit (Eastern Sayan)	18
Savenko A.V., Savenko V.S. The solubility of CaF ₂ in seawater of normal and increased salinity (associated with genesis of fluorite in sedimentary rocks)	26
Sharipov F.A., Kireeva T.A. Causes of technogenic pollution of the waters of the upper aquifers as a result of the development of oil and gas fields of the Tatarskoye vault	32
Malovichko A.A., Kolomiyets M.V., Ruzaykin A.I. Seismological monitoring of Russia in 2022	40
Bolshakov I.E., Frolova Yu.V., Rychagov S.N., Chernov M.S. Patterns of changes in the composition and physical-mechanical properties of andesites of the East Pauzhetsky thermal field under the influence of argillization (Southern Kamchatka)	46
Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Lavrushin V.Yu., Aydarkozhina A.S., Zheng G. Rare earth elements into the aqueous phase of mud volcanoes of the Kerch-Taman region	58
Krasnova E.A., Bychkov A.Yu., Krivolutskaya N.A., Velivetskaya T.A., Kosorukov V.L. Method for Determining the Sulfur Isotopic Composition in Ultramafic-Mafic Rocks with a Low Sulfur Content	72
Egorov I.V., Bolshakova M.A., Krylov O.V. Comparative analysis of oils from carbonate sediments of Upper Usolskaya subformation and ediacarian-cambrian productive horizons in central part of Nepsko-Botuobinskaya antecline	78
Marunova D.A., Pronina N.V., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Savostin G.G., Vaitekhovich A.P., Kalmykov G.A. Evolution of bioclasts during catagenesis in rocks of Bazhenov formation on the territory of the Frolov oil and gas region	87
Savostin G.G., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Kalmykov G.A. Experimental data on organic matter maturation investigation in one sample of the Bazhenov shale formations (Western Siberia)	96
Falaleeva A.A., Shelkov Ya.Yu., Cheverev V.G., Brushkov A.V. Damage assessment for bearing capacity of frozen grounds due to temperatures change and permafrost thawing in the arctic zone of the Russian Federation by the middle of the 21st century	105

HISTORY OF SCIENCE

Kozhanov D.D., Bolshakova M.A. A brief history of the oil and gas potential of the Volga-Ural basin. A view from the 21st Century	117
---	-----

Посвящается 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова

УДК 902.2+550.8+528.85+631.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-3-12

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КУРГАННОГО НЕКРОПОЛЯ
ГНЕЗДИЛОВО-12 (СУЗДАЛЬСКОЕ ОПОЛЬЕ)**

Игорь Николаевич Модин¹, Владимир Анатольевич Шевченко^{2✉},
Сергей Анатольевич Ерохин³, Анна Михайловна Красникова⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; imodin@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9491-2486>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, Институт археологии РАН, Москва, Россия; shevchenkov.a@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-5368-8716>

³ Институт археологии РАН, Москва, Россия; seroh@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5150-3092>

⁴ Государственный исторический музей, Москва, Россия; krasnikova.an@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3025-6803>

Аннотация. В работе представлены результаты геофизических исследований полностью разрушенного распашкой некрополя Гнездилово-12. Демонстрируется высокая степень корреляции данных геофизики с результатами археологических раскопок, карт XIX в. и распределением подъемного материала. Для Европейской части России исследования Гнездилово-12 являются одним из первых примеров полномасштабного геофизического изучения разрушенного погребального памятника, позволившего определить его границы и структуру, а также провести обоснованную 3D реконструкцию курганного ландшафта.

Ключевые слова: геофизика в археологии, электротомография, магниторазведка, Суздальское Ополье, геоархеология

Для цитирования: Модин И.Н., Шевченко В.А., Ерохин С.А., Красникова А.М. Геофизические исследования курганного некрополя Гнездилово-12 (Суздальское Ополье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 3–12.

**GEOPHYSICAL INVESTIGATION OF GNEZDILOVO-12 BURIAL MOUND
NECROPOLIS (SUZDAL OPOLIE)**

Igor N. Modin¹, Vladimir A. Shevchenko^{2✉}, Sergey A. Erokhin³, Anna M. Krasnikova⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; imodin@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9491-2486>

² Lomonosov Moscow State University; Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia; shevchenkov.a@yandex.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-5368-8716>

³ Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia; seroh@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5150-3092>

⁴ State Historical Museum, Moscow, Russia; krasnikova.an@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3025-6803>

Abstract. We present the results of geophysical survey of the burial mound necropolis Gnezdilovo-12, which has been completely destroyed by ploughing. The results of geophysical data interpretation are compared with the results of archaeological excavations, XIX c. maps and surface artefacts distribution, showing good correlation between the datasets. For the European part of Russia the investigation of Gnezdilovo-12 is one of the first examples of full-scaled geophysical survey of the destroyed burial site, which enabled the confident interpretation of the site structure and 3D reconstruction of the burial mound landscape.

Keywords: geophysics in archaeology, electrotomography, magnetic prospection, Suzdal Opolie region, geoarchaeology

For citation: Modin I.N., Shevchenko V.A., Erokhin S.A., Krasnikova A.M. Geophysical investigation of Gnezdilovo-12 burial mound necropolis (Suzdal Opolie). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 3–12. (In Russ.).

Введение. Возможности археологических методов при изучении памятников, разрушенных распашкой, часто ограничены. При низкой результирующей сборов подъемного материала [Banning et al., 2011] происходит увеличение общего объема раскопок за счет необоснованного выбора места их проведения. Также недостаточной оказывается информация о памятнике в целом, так как иногда лишь небольшая часть может быть закрыта раскопками.

Описанная ситуация характерна для некрополей IX–XII вв. в Суздальском Ополье. Одним из фокусов исследования этих памятников являются погребения, совершенные по курганному обряду: их эволюция отражает особенности социальных и этнических процессов в регионе [Макаров, 2019; Макаров и др., 2020]. Интенсивная многовековая распашка уничтожила курганные насыпи, в настоящее время лишь несколько памятников видны на

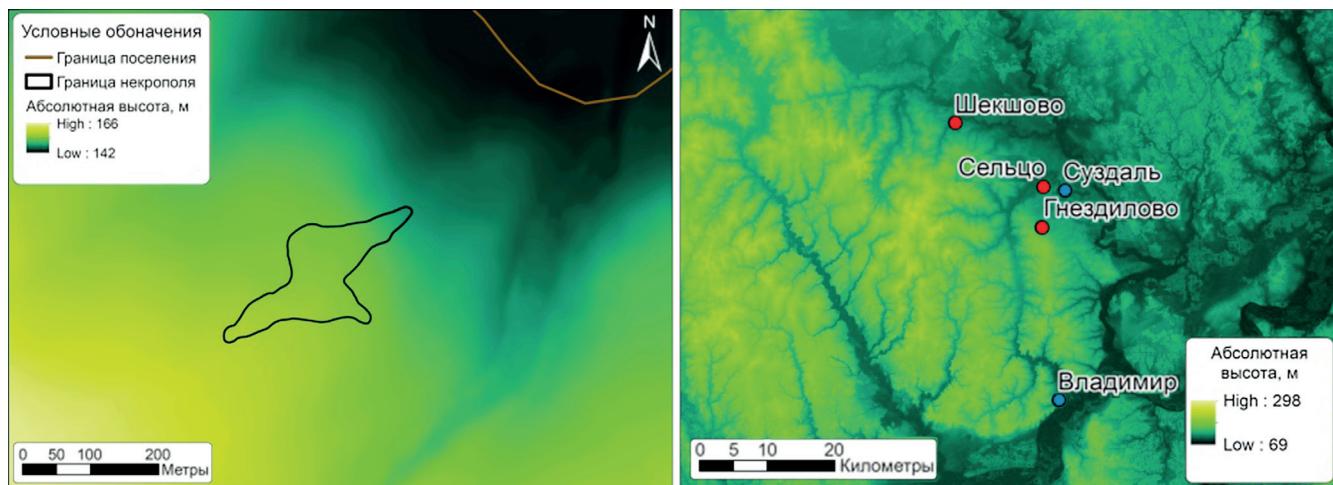


Рис. 1. Рельеф ландшафта Гнездилово-12 и границы памятника по результатам исследований (слева), положение исследованных памятников на региональной топографической карте (справа)

местности, потенциал их археологического изучения в значительной степени исчерпан.

Для решения проблемы поиска и исследования невыраженных на поверхности курганных некрополей Сузdal'ского Ополья была разработана технология, основанная на геофизических методах исследований [Модин и др., 2020; Красникова и др., 2020]. Из-за отсутствия каменного материала (контрастных объектов) и особенностей почвенного покрова объекты некрополя не выделяются в данных дистанционного зондирования, оставляя геофизические методы единственным инструментом решения описываемой проблемы. Технология исследования невыраженных на поверхности некрополей была разработана на основании материалов исследований только одного памятника — некрополя Шекшово-9. В настоящей работе описываются результаты исследования Гнездилово-12 [Макаров и др., 2021].

Геофизические методы сравнительно широко применяются для исследования погребальных памятников, включая курганные некрополи [Schmidt et al., 2015; Bewan, 1991; Moffat, 2015; Sarris, Papadopoulos, 2012; Чемякина, 2008; Коробов и др., 2020; Romaniszyn et al., 2021; Green et al., 2021]. Можно выделить две основные проблемы, стоящие перед геофизикой при решении задач данного направления. Во-первых, разница в свойствах фоновых геолого-почвенных отложений и археологических объектов определяют специфиичность методики и разную эффективность исследований для каждого региона. При отсутствии сильно контрастных объектов построение методики исследования и ее тестирование для нового региона является самостоятельной научной задачей. Настоящая работа призвана внести вклад в ее решение для Сузdal'ского Ополья.

Во-вторых, большинство геофизических исследований некрополей носит фрагментарный, методический характер, охватывая небольшую часть памятника. Сравнительно редки исследования, делающие следующий шаг — проверку разрабо-

танной модели на всей площади памятника или на нескольких памятниках. Тем не менее, они представляются наиболее важными. С одной стороны, для заключения выводов о достоверности эксперимента требуется набор опытов, что может быть получено только за счет достижения определенного объема исследований. С другой стороны, именно масштабные исследования решают археологическую задачу, внося вклад в увеличение археологических знаний и формируя наши представления о возможностях археологической геофизики, направлениях ее развития. В этом контексте проведенные исследования, охватывающие отдельную часть Гнездилово-12 и учитывающие результаты исследований Шекшово-9, являются первым подобным проектом на территории Европейской части России.

Настоящая работа направлена на решение двух задач. Первая задача — апробация построенной ранее технологии исследования невыраженных на поверхности средневековых курганных некрополей Сузdal'ского Ополья (картирование курганных ровиков, определение границ и внутренней структуры). Проведенные исследования показывают, насколько результативна методика исследований, разработанная на данных Шекшово-9, при применении на другом памятнике с учетом изменения почвенно-геологического строения и параметров археологических объектов. Ответ на этот вопрос определяет возможность использования разработанных методов для других памятников Сузdal'ского Ополья.

Вторая задача работы — определение структуры невыраженного на поверхности некрополя для планирования археологических раскопок и археологической интерпретации планиграфии памятника.

Ландшафт памятника и методика исследований. *Почвенно-геологическое строение.* Памятник Гнездилово-12 расположен на локальном водоразделе восточного макросклона Сузdal'ского Ополья, в верховьях Мжары, в 6,5 км от Суздаля (рис. 1).

Верхняя часть разреза региона исследуемых памятников (до 1,5 м) сформировалась под влиянием четырех основных групп процессов: перигляциальных процессов позднего плейстоцена (формирование материнских пород), почвообразования (формирование палеопочв и современного почвенного профиля), эрозии и антропогенных трансформаций (агрогенных и археологических) (рис. 2).

Материнские породы региона характеризуются двумя особенностями. Первая — мозаичное строение, связанное с неоднородностью исходных покровных лёссовидных суглинков, различающихся степенью остаточной карбонатности, пылеватости, порозности. Вторая — развитая система палеомерзлотных полигональных трещин [Velichko et al., 2006; Овчинников и др., 2020]. Характерный диаметр полигонов составляет 10–30 м. Мощность, ширина и стратиграфия клиньев варьируется, мощность превышает 1,5 м.

Как правило, центральные части блоков сильно эродированы: ниже пахотного слоя здесь фиксируются материнские породы или иллювиальный почвенный слой (тип I), но возможно сохранение пространственно выдержаных почвенных горизонтов (тип II). Характеристика геоэлектрического разреза центральных частей полигонов для этих вариантов фонового разреза приведена на рис. 3.

По степени выраженности можно выделить два порядка межблочных структур, различие которых обусловлено степенью развития голоценовых эрозионных процессов. На сегодняшний день крупные трещины (тип III) выполнены псевдоморфозами по повторно-жильным льдам, содержат палеопочвы, деллювиальные отложения и др. Мелкие трещины выполнены первично-почвенным заполнением. Наиболее выраженными с точки зрения размера и глубины являются узловые сочленения трещин. Приуроченность участка исследования к пологому (до 4°) склону определила развитие линейных эрозионно-деллювиальных форм, ориентированных по склону и наследующих структуру полигональной палеокриогенной сети, в частности — деллей. Более подробно почвенно-геологическое строение участка исследований рассмотрено в работе [Лобков и др., 2021].

Отложения межблочий обладают повышенными значениями УЭС (рис. 3) и магнитной восприимчивости по сравнению с центрами блоков, что характерно для трещин обоих порядков [Модин и др., 2020; Ерохин и др., 2011; Stumpel, 2007].

Интенсивная распашка территории, фиксируемая с XII в [Алешинская и др., 2008], привела к образованию пахотного слоя и развитию агроделлювиальных отложений. Мощность пахотного слоя составляет 20–40 см, слой в целом характеризуется повышенными значениями УЭС. Согласно полученным геоэлектрическим разрезам и литературным данным [Basso et al., 2010; Séger et al., 2009; Besson et al., 2004], по УЭС пахотный слой разделяется на два

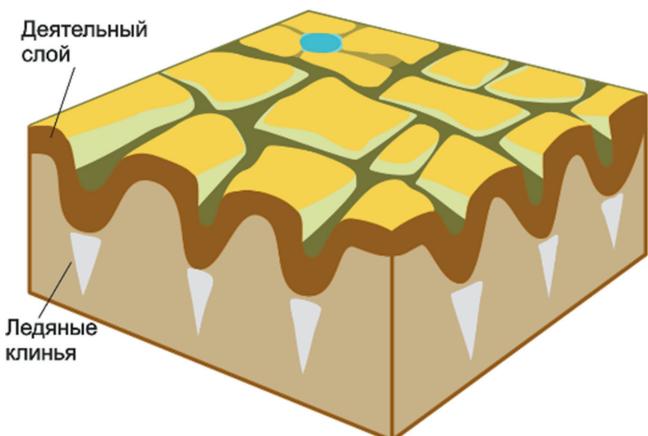


Рис. 2. Принципиальное строение верхней части разреза до этапа почвообразования и площадной эрозии, поздняя стадия деградации мерзлотной полигональной сети [Liljedahl et al., 2016]

горизонта: верхний (мощность не более 10 см, пониженное УЭС) и нижний (мощность до 20–30 см, повышенное УЭС). Верхний горизонт практически не отражается в результатах исследований и нами не рассматривается. Принятые параметры модели УЭС для пахотного слоя исследуемых памятников приведены на рис. 3, А. Пахотный слой обладает повышенными значениями магнитной восприимчивости [Бабанин и др., 1995].

Высокая неоднородность толщи покровных суглинков, сложная пятнистая организация почвенных тел и развитие склоновых процессов на территории Гнездилово-12 приводят к более существенному, по сравнению с восточной частью Шекшово-9, влиянию природных тел на результаты геофизических методов [Модин и др., 2022].

Характеристика археологических объектов. С точки зрения задач, решаемых с помощью геофизических исследований, археологические объекты Гнездилово-12, в целом, соответствуют объектам Шекшово-9 [Макаров и др., 2020]. Археологические объекты делятся на курганные площадки, окруженные ровиками, и прочие объекты (бескурганные погребения и ямы). Курганные площадки — круглые в плане основания курганов, на которых совершились погребения (в яме или на поверхности), а затем возводилась курганская насыпь; при этом грунт для насыпи брался из ровиков, окружающих площадку. Вырытые ровики впоследствии постепенно заполнялись материалом, оплавившим с насыпи и принесенным окружающей территорией. Сами курганные насыпи на сегодняшний день не сохранились, но ровики (целиком, в виде кольцевых структур, или же фрагментарно, в виде отдельных ям) прослеживаются под пахотным слоем.

Характерный диаметр курганных площадок — от 5 до 14 м, глубина ровиков от современной поверхности до дна варьирует от 0,3 до 0,8 м при ширине от 0,8 до 3 м. Часто ровики могут быть общими для соседних курганов. Перепад глубин в рамках одного

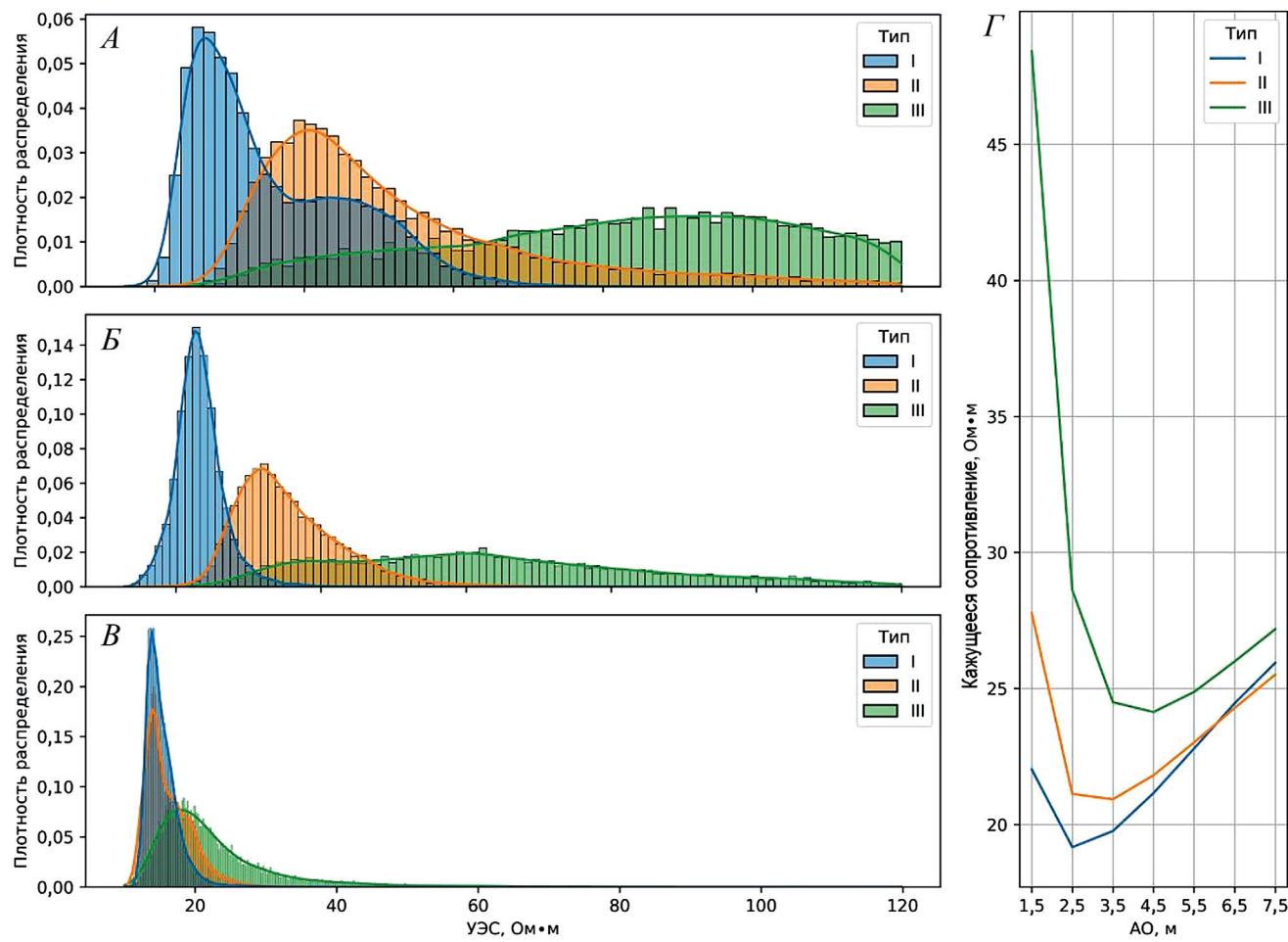


Рис. 3. Характеристики УЭС основных типов вмещающего геоэлектрического разреза по данным инверсии (для части исследованной площади). Тип I — центральные части полигонов, тип II — центральные части полигонов с темноцветными почвами, тип III — границы полигонов (межблочья). А — пахотный слой (УЭС на глубине 20 см); Б — элювиальный слой и палеоподзолки (участки межблочий, УЭС на глубине 40 см); В — иллювиальный почвенный горизонт и материнские породы (покровные суглинки, УЭС на глубине 1 м); Г — средние кривые кажущегося сопротивления для разных типов отложений

ровика может быть значительным (до 0,3 м). К промышленным объектам относятся грунтовые бескурганные погребения и другие ямы антропогенного происхождения, но неясного назначения. Характерный размер индивидуальных захоронений 1,8–3,5 × 0,8–1,4 м, максимальная глубина 1 м. Таким образом, глубина нижней границы археологических объектов изменяется от 1 до 0 м (так как они могут быть полностью уничтожены распашкой).

Методика геофизических измерений. Методика геофизической съемки соответствует применяемой ранее при исследовании Шекшово-9 [Модин и др., 2020]. Основу применяемого комплекса методов составляет псевдо-3D электротомография [Papadopoulos et al., 2006; Павлова, Шевнин, 2013]. Электротомография выбрана в качестве основного метода на основании опытно-методических работ [Erokhin et al., 2015], показавших наилучшую информативность метода с точки зрения выделения археологических объектов и получения информации обо всех структурах и процессах, определяющих строение верхней части разреза изучаемого региона.

Измерения проводились по серии параллельных профилей с шагом по профилю и расстоянием между электродами 1 м в одной поляризации, комбинированной трехэлектродной установкой AMN+MNB. Диапазон разносов АО — от 1,5 до 7,5 м (7 разносов), что соответствует глубинности от 0,15–0,30 до 2,5 м. Для проведения измерений использовалась электротомографическая станция «Омега-48» («ЛогиС», Раменское). Профили ориентировались меридионально. Площадь участка электротомографии составила 5 Га, выполнено 1149 профилей, 164488 точек зондирования. На регулярной основе проводились контрольные измерения: каждый полевой день повторялся последний профиль предыдущего дня (заново растягивались рулетки, устанавливались электроды и т.д.). Объем контрольных измерений составил 6,1% (17 профилей, 10048 точек измерений), общая средняя ошибка — 3,88%, результаты приведены на рис. 4.

Двумерная инверсия данных проводилась с помощью программы ZondRes2D [Каминский, 2014]. Конечным результатом обработки геофизических

данных являлось распределение УЭС на различных глубинах по результатам инверсии.

Магниторазведка (измерение модуля полного вектора индукции магнитного поля) входит в применяемый комплекс методов в качестве вспомогательного инструмента. Измерения проводились с расстоянием между профилями 1 м и частотой измерения 10 Гц, что дает плотность сети измерений не реже чем $0,2 \times 1$ м. Высота датчика над землей — 0,5 м. Профили ориентировались меридионально. Среднеквадратическое отклонение рядовой съемки — не более 0,5 нТл. Использованная аппаратура — квантовые магнитометры «G-858G» («Geometrics», Канада) и «Quantummag» («Geodevice», Санкт-Петербург, Россия).

Опытно-методические работы методом георадиолокации [Erokhin et al., 2015] показали принципиальную возможность обнаружения курганных ровиков. Однако, в силу меньшей результативности, по сравнению с электротомографией, от проведения масштабных работ георадиолокацией было решено отказаться.

Топографо-геодезическое обеспечение работ выполнялось при помощи комплекта RTK GNSS «ForaSmart» («Геоприбор», Санкт-Петербург).

Методика геофизической интерпретации. Базовая модель интерпретации геофизических данных изложена в работе [Модин и др., 2020]. Ниже мы кратко приводим ее основные положения, дополненные на основании результатов изучения некрополя Гнездилово-12.

1. Фоновые вмещающие почвы развиты по покровным суглинкам и, как правило, имеют пониженные значения УЭС (рис. 3).

2. УЭС объектов культурного слоя выше, чем сопротивление вмещающих отложений (до 100 Ом·м при фоновом сопротивлении до 25 Ом·м).

Археологические объекты изученных некрополей Сузdalского Ополья в целом не обладают заметной намагниченностью (аномалии не превышают 1–2 нТл). Исключение составляют 10–20% курганных ровиков, характеризующихся аномалиями 3–4 нТл. Природные тела, являющиеся помехой для всех применяемых геофизических методов, формируют положительные аномалии амплитудой 5–10 нТл.

3. Основные неантропогенные локальные повышения сопротивления и намагниченности связаны с палеокриогенными структурами (мерзлотными полигонами), приуроченными к ним деллювиальными структурами и вторым гумусовым горизонтом (пaleо почвам) и имеющими плоское развитие темноцветными почвами. Эти объекты рассматриваются как основной источник помех при выделении сигнала от археологических объектов.

4. Кольцевые аномалии УЭС, не связанные с палеомерзлотными полигонами, интерпретируются как курганные ровики.

5. Локальные повышения сопротивления, не связанные пространственно с палеокриогенными

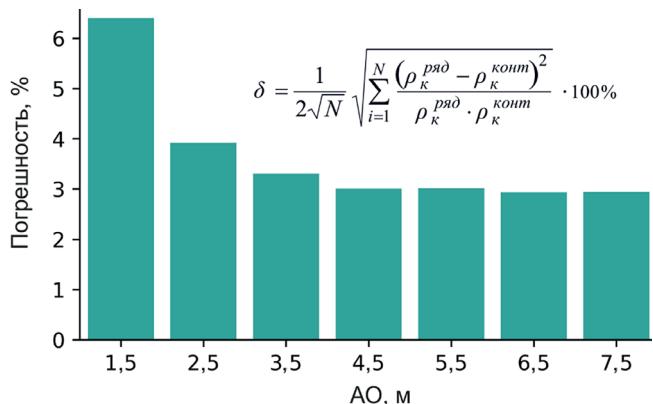


Рис. 4. Погрешность определения кажущегося сопротивления в зависимости от разноса

структурами и не интерпретируемые как курганные ровики, интерпретируются как прочие археологические объекты (бескурганные погребения и ямы).

6. Аномалии удельного электрического сопротивления ровиков и их фрагментов (УЭС от 40 до 100 Ом·м) относительно фона, как правило, выше, чем аномалии от захоронений и ям (до 60 Ом·м).

7. Разная чувствительность электроразведки и магниторазведки к археологическим и природным неоднородностям открывает возможность повышения результативности интерпретации за счет межметодного комплексирования. В качестве одного из вариантов нами использовался следующий комплексный параметр

$$P = \frac{\lg(\rho) - \bar{\lg}(\rho)}{\text{std}(\lg(\rho))} - \frac{T - \bar{T}}{\text{std}(T)},$$

где ρ — УЭС по результатам инверсии для заданной глубины, T — модуль полного вектора магнитного поля, $\lg(\rho)$ и \bar{T} — соответствующие средние значения, std — стандартное отклонение. Так как корреляция сильных положительных аномалий УЭС и магнитного поля характерна для природных объектов, высокие значения параметра подчеркивают более слабые археологические структуры.

Решение задачи картирования ровиков. Первая задача, решаемая геофизическими методами в рамках описываемой технологии исследования — картирование курганных ровиков. Полученные карты сопротивления и комплексного параметра содержат 84 аномалии, интерпретируемые как курганные ровики (рис. 5) согласно описанной интерпретационной модели.

На сегодняшний день можно выделить два критерия успешности решения задачи картирования курганных ровиков: соответствие интерпретации геофизических данных результатам раскопок и соответствие архивным чертежам или планам, составленным в ходе работ предшественников (при наличии таковых).

Первый критерий позволяет осуществлять заверку в масштабе раскопа. Как и в Шекшово, этот критерий при исследованиях Гнездилово выполня-

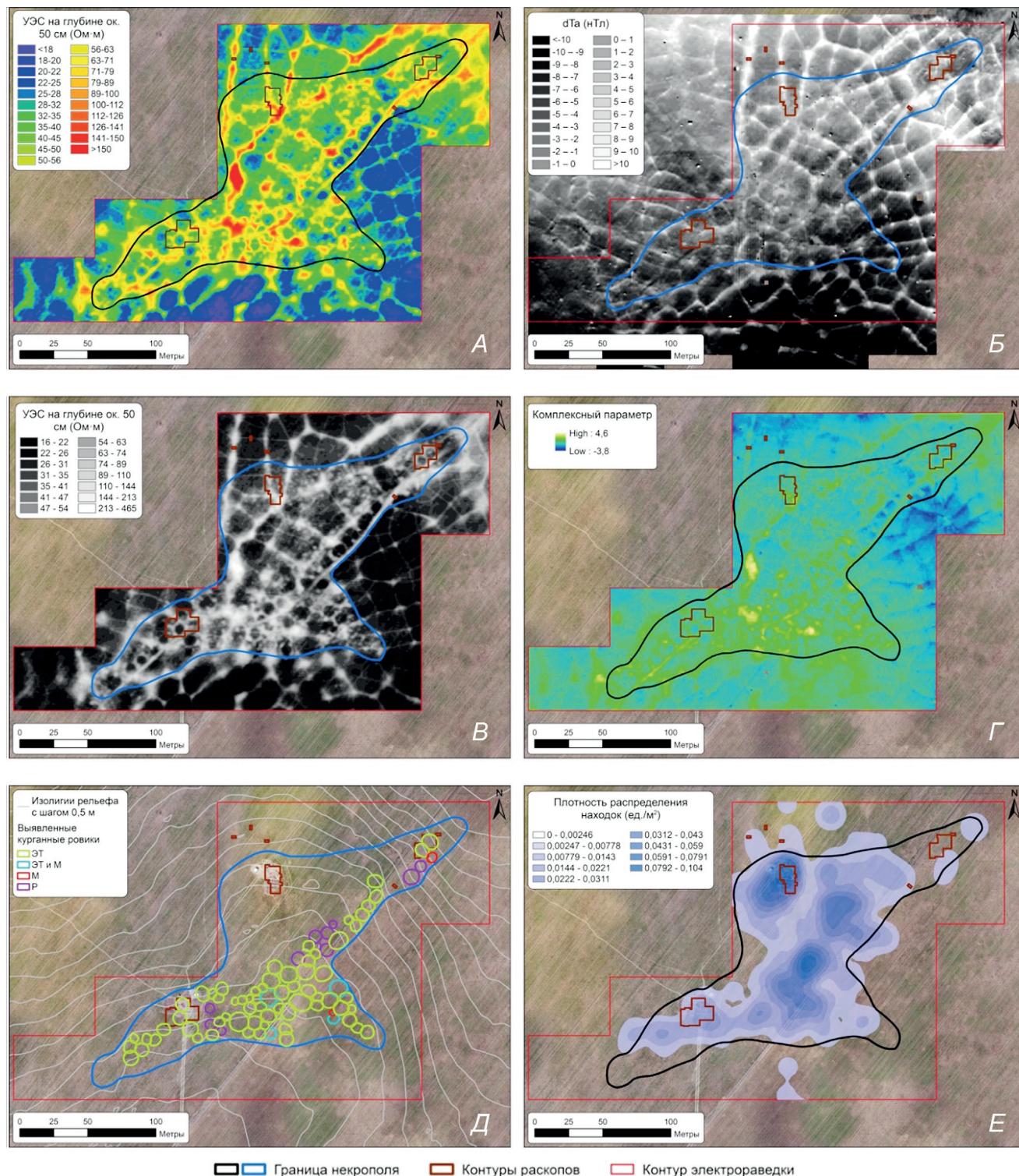


Рис. 5. Результаты исследований Гнездилово-12. А — УЭС на глубине около 50 см (палитра подчеркивает особенности почвенно-геологического строения участка), Б — карта аномального магнитного поля, В — УЭС на глубине около 50 см (палитра подчеркивает археологические объекты), Г — карта комплексного параметра, Д — контуры курганных ровиков по результатам интерпретации данных, Е — ядерная плотность распределения находок по поверхностным сборам

ется следующим образом: кольцевидные аномалии в Гнездилово соответствуют сохранившимся ровикам, окружающим курганные площадки (рис. 6). Расхождения возникают в случае неоднозначной археологической интерпретации объектов в раскопе, связанной с их разрушением в результате сельскохозяйственной деятельности.

В отличие от предшествующих работ, для Гнездилово-12 существует возможность обращения ко второму критерию: сохранился полуинструментальный план расположения курганных насыпей, составленный в ходе работ Уварова [Макаров и др., 2009]. Данный план отражает объекты, видимые на поверхности в середине XIX в., и насчитывает

28 насыпей. На основании геофизических данных курганных насыпей выделяется больше, но общая территория расположения курганов на плане XIX в. соответствует общей территории курганного могильника, выделенного с помощью карты УЭС (рис. 7). Отметим, что схожий результат был получен в работе [Burks, 2014].

Таким образом, удовлетворение двум вышеуказанным критериям позволяет установить, что используемая технология подтвердила свою результативность при решении задачи картирования курганных ровиков.

Решение задачи выявления бескурганных погребений и ям, определения структуры. Малые

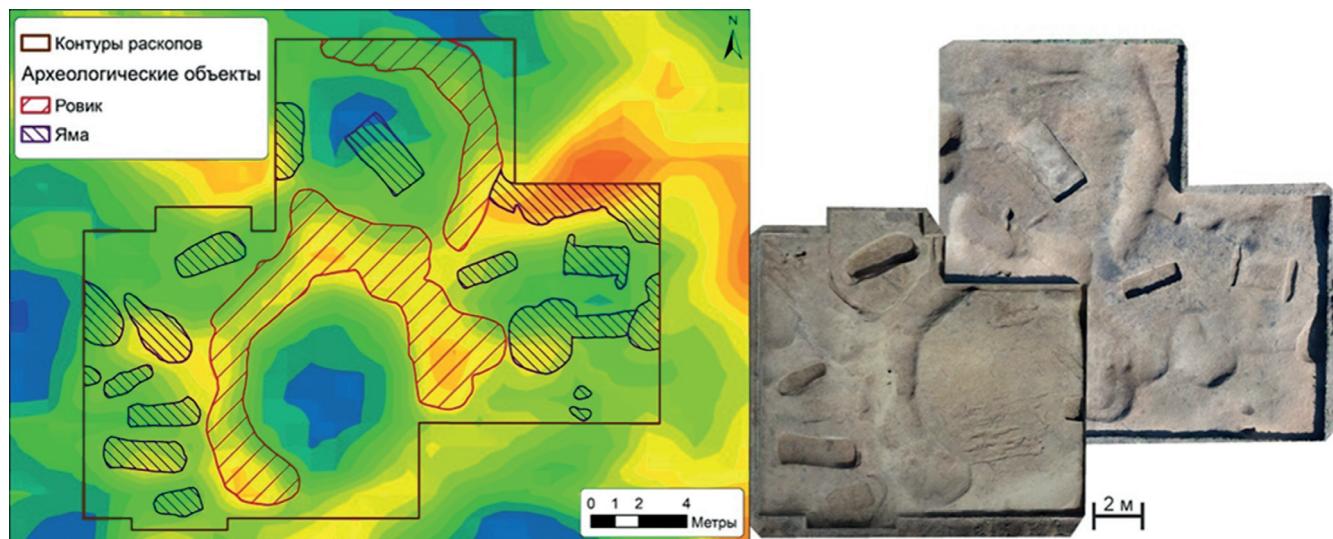


Рис. 6. Сопоставление карты УЭС на глубине ок. 50 см (слева) и результатов археологических раскопок (справа)

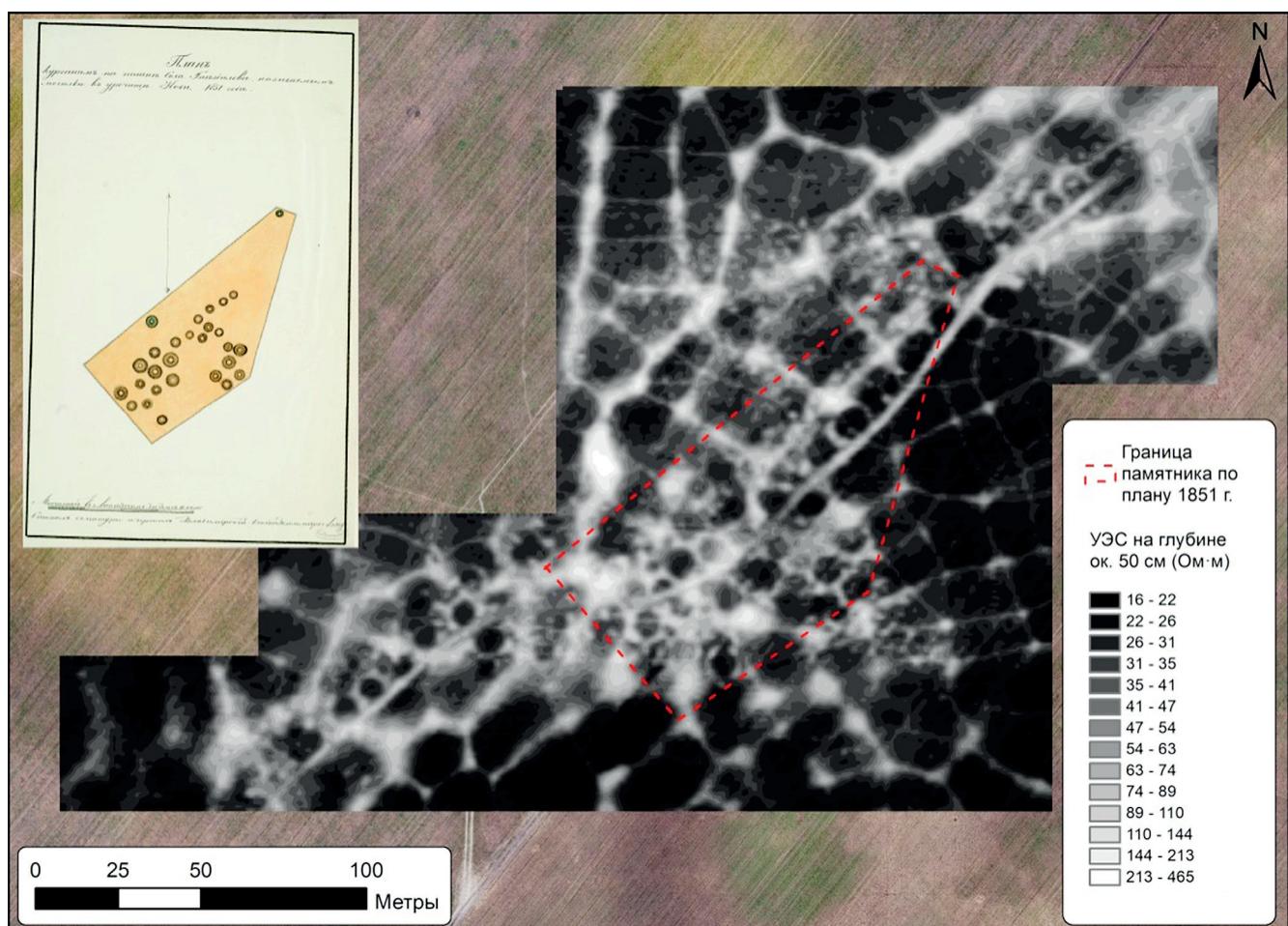


Рис. 7. План XIX в. и результаты геофизической съемки

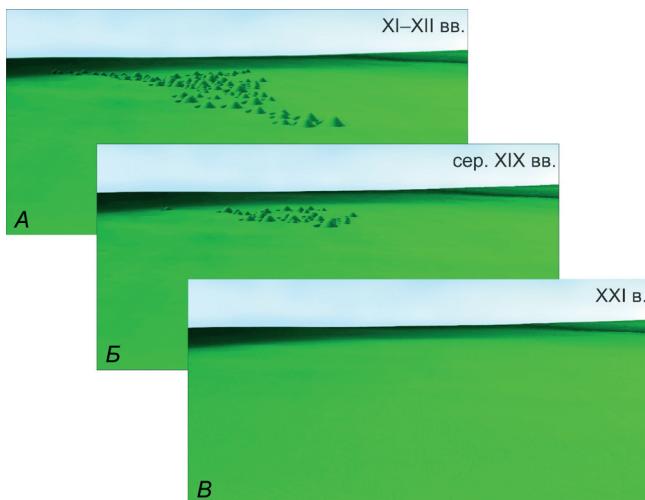


Рис. 8. Принципиальная реконструкция курганного ландшафта Гнедилово-12 по результатам проведенных исследований. А — конец XII в., Б — середина XIX в., В — современная топография

размеры объектов, недостаточная плотность сети наблюдений, существенное влияние вариаций фона на контрастность и сложность взаимоотношений между отдельными объектами не позволяет уверенно решать задачу поиска индивидуальных погребений и ям для рассматриваемых некрополей Сузdalского Ополья. Точность выделения отдельных объектов оказывается низкой.

Выход из этой ситуации предложен в работе [Красникова и др., 2020] — можно определять не положение каждого объекта, а ориентироваться на плотность их распределения в разных частях памятника. Это дает понимание структуры бескурганной части памятника и его границ. Корректность проведенных построений проверяется двумя критериями: сравнением с результатами раскопок и с распределением находок подъемного материала.

Как и для курганных ровиков, сопоставление с раскопками позволяет оценить вероятность выявления отдельного объекта. Результаты в Гнедилово оказываются положительными, но хуже, чем в Шекшово, в силу более высокого сопротивления вмещающей среды и заложения большей части раскопов в неблагоприятных областях с точки зрения вмещающего разреза. Подробнее вопрос влияния вмещающей среды на точность интерпретации рассмотрен в работе [Модин и др., 2022].

Второй критерий — распределение находок подъемного материала, ориентирован уже не на отдельные объекты, но касается точности определения границ и структуры. За исключением отдельных находок, основная их часть относится к территории памятника, определенной по результатам геофизических методов (рис. 5, Е). Археологические наблюдения показывают, что для некрополей Ополья находки из пахотного слоя, как правило, расположены вблизи археологических объектов, им соответствующих [Захаров, 2014], что открывает возможность комплексного анализа геофизических

данных и распределения находок [Trachet et al., 2016; Verdonck et al., 2019]. В качестве дополнительной заверки границ могут выступать результаты раскопок, проводившихся за пределами памятника. В случае Гнедилово-12 к таковым можно отнести почтоведческие шурфы, расположенные к северу от границы памятника. Археологического материала в них не обнаружено.

В соответствии с приведенными критериями можем считать задачу определения границ и внутренней структуры памятника решенной. Меньшая, по сравнению с Шекшово-9, вероятность выявления отдельного локального объекта несколько снижает точность определения границы как линии, соединяющей объекты, расположенные на периферии памятника, но существенных ограничений не накладывает.

Результаты исследований некрополя Гнедилово-12. Основные результаты исследования некрополя Гнедилово-12 относятся к картированию курганных объектов.

Впервые для всей площади невыраженного на поверхности погребального некрополя с высокой достоверностью определено положение 84 курганных насыпей, структура курганной части некрополя. Курганы группируются вдоль центральной линии направления ЮЗ–СВ, с расширением группы в ЮВ части, фиксируются элементы рядности расположения. Выявленная структура курганной части Гнедилово-12 позволяет сравнивать его с другими погребальными памятниками Ополья.

С точки зрения археологической интерпретации геофизические данные содержат информацию, позволяющую сравнивать курганные насыпи между собой. Это положение курганов в группе, диаметр кургана и размер ямы в центральной части площадки (погребения). В сочетании с данными поверхностных сборов это позволяет оптимизировать выбор мест заложения раскопов, выбрать стратегию дальнейшего археологического исследования памятника.

Как было описано выше, соответствие результатов геофизической съемки планам XIX в. служит одним из подтверждений качества геофизических исследований. Но верно и обратное: геофизическая съемка — основа для оценки информационного потенциала планов XIX в. и эволюции курганного ландшафта памятника. Установлено, что в середине XIX в. большая часть курганов памятника уже не была видна на поверхности.

Полученная информация позволила построить принципиальные 3D реконструкции эволюции курганного ландшафта (рис. 8). Положение курганов определялось по результатам геофизической съемки, размер кургана пропорционален размеру ровиков. Подобные реконструкции имеют важное значение как для археологической интерпретации памятника, так и для популяризации результатов исследований.

На основании высокочастотной компоненты сопротивления и введенного комплексного параметра определены границы памятника и области повыш-

шенной концентрации бескурганных объектов и ям, что является важной информацией для дальнейшего археологического изучения памятника.

Выводы. Используемая геофизическая технология исследования подтвердила результивность при решении задачи картирования курганных ровиков и задачи выявления структуры памятников. Впервые в Сузdalском Ополье полностью определена граница некрополя и выявлена его внутренняя структура. Полученный результат представляет большую ценность с точки зрения дальнейшего археологического изучения памятника, планирования раскопок и интерпретации курганного ландшафта.

Впервые проведена принципиальная 3D-реконструкция облика курганного могильника, ос-

нованная на геофизических данных. Она является базой для археологического анализа памятника в контексте окружающего ландшафта и для создания полноценных реалистичных реконструкций, имеющих научное и популяризационное значение.

Благодарности. Исследование памятника выполнялось с использованием приборной базы Центра коллективного пользования при ИА РАН (г. Москва).

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проекта «Средневековые некрополи в изменяющихся ландшафтах: исследование древнерусских могильников с утраченными курганами насыпями» (РНФ № 19-18-00538).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алешинская А.С., Кочанова М.Д., Макаров Н.А., Спиридонова Е.А. Становление аграрного ландшафта Сузdalского Ополья в Средневековье (по данным археологических и палеоботанических исследований) // Российская Археология. 2008. № 1. С. 35–47.
2. Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О. и др. Магнетизм почв. М.: Изд-во ЯГТУ, 1995.
3. Ерохин С.А., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Шевнин В.А. Картирование реликтовых полигональных структур с помощью геофизических методов // Инж. изыскания. 2011. № 11. С. 30–34.
4. Захаров С.Д. Информационный потенциал культурного слоя, пострадавшего от распашки // Краткие сообщения Ин-та археологии. 2014. Вып. 233. С. 100–112.
5. Каминский А.Е. ZondRes2D. Программа двумерной интерпретации данных метода сопротивлений и вызванной поляризации (в полигональном исполнении), 2014. URL: <http://zond-geo.com/software/resistivity-imaging-ves/zondres2d/> (дата обращения: 22.03.2020).
6. Коробов Д.С., Малашев В.Ю., Фассбиндер Й. Комплексное исследование раннеаланских захоронений IV в. н.э. в Северной Осетии // Краткие сообщения Ин-та археологии. 2020. Вып. 260. С. 441–458.
7. Красникова А.М., Ерохин С.А., Модин И.Н. и др. Проблема поиска грунтовых погребений в Сузdalском Ополье // Краткие сообщения Ин-та археологии. 2020. Вып. 259. С. 30–48.
8. Лобков В.А., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В. и др. Ревизия роли реликтовой криогенной морфоскульптуры в ландшафтной структуре Сузdalского ополья с применением методов геофизики и палеопочвоведения // Пути эволюционной географии — 2021. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). 2021.
9. Макаров Н.А. У колыбели Северо-Восточной Руси // Природа. 2019. № 1. С. 78–87.
10. Макаров Н.А., Красникова А.М., Ерохин С.А. Первые результаты новых исследований могильника Гнездилово под Суздалем // Краткие сообщения Ин-та археологии. 2021. Вып. 264. С. 7–29.
11. Макаров Н.А., Красникова А.М., Зайцева И.Е., Добропольская М.В. Средневековый могильник Шекшово: «Владимирские курганы» в свете новых исследований // Росс. археология. 2020. № 4. С. 121–140.
12. Макаров Н.А., Красникова А.М., Карпухин А.А. Курганные могильники Сузdalской округи в контексте изучения средневекового расселения и погребальных традиций // Великий Новгород и средневековая Русь: Сб. ст.: К 80-летию акад. В.Л. Янина. М.: Памятники исторической мысли, 2009. С. 432–454.
13. Модин И.Н., Ерохин С.А., Красникова А.М. и др. Геофизические исследования не выраженного на поверхности средневекового некрополя Шекшово-9 (Сузdalское Ополье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 6. С. 3–15.
14. Модин И.Н., Ерохин С.А., Шевченко В.А., Красникова А.М. Влияние фонового почвенно-геологического разреза на эффективность геофизических исследований в археологии (Сузdalское Ополье) // Геофизика. 2022. № 6. С. 106–114.
15. Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Худяков О.И. Влияние палеокриогенеза на формирование серых лесных почв Центральной России // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1170–1181.
16. Павлова А.М., Шевнин В.А. 3D-электротомография при исследовании ледниковых отложений // Геофизика. 2013. № 6. С. 32–37.
17. Чемякина М.А. Археолого-геофизические исследования грунтовых могильников западной Сибири // Вестник НГУ. Серия: История, филология. 2008. № 3. С. 44–56.
18. Banning E.B., Hawkins A.L., Stewart S.T. Sweep widths and the detection of artifacts in archaeological survey // J. Archaeol Sci. 2011. Vol. 38. P. 3447–3458.
19. Basso B., Amato M., Bitella G., et al. Two-Dimensional Spatial and Temporal Variation of Soil Physical Properties in Tillage Systems Using Electrical Resistivity Tomography // Agronomy J. 2010. Vol. 102. P. 440–449.
20. Bewan B.W. The search for graves // Geophysics. 1991, Vol. 56. P. 1310–1319.
21. Besson A., Cousin I., Samouëlian A., et al. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying // Soil and Tillage Research. 2004. Vol. 79. P. 239–249.
22. Burks J. Geophysical Survey at Ohio Earthworks: updating Nineteenth Century Maps and Filling the ‘Empty’ Spaces // Archaeological Prospection. 2014. Vol. 21. P. 5–13.
23. Erokhin S.A., Modin I.N., Pavlova A.M. 3D electrical resistivity imaging and GPR to re-explore ancient mounds near Suzdal in Russia // Archaeol. Polona. 2015. Vol. 53. P. 448–452.

24. Green W., Wiewel A.S., De V. Geophysical Detection and Assessment of Leveled Mounds: An Example from the Upper Mississippi Valley // *American Antiquity*. 2021. Vol. 86. P. 305–326.
25. Liljedahl A., Boike J., Daanen R., et al. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // *Nature Geoscience*. 2016. Vol. 9. P. 312–318.
26. Moffat I. Locating Graves with Geophysics // Best Practices of GeoInformatic Technologies for the Mapping of Archaeolandscapes. Oxford: Archaeopress, 2015. P. 45–53.
27. Papadopoulos N.G., Tsourlos P., Tsokas G.N., Sarris A. Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation // *Archaeol. Prosp.* 2006. Vol. 13, N 3. P. 163–181.
28. Romaniszyn J., Niebieszczański J., Cwaliński M., et al. Middle Bronze Age cemeteries, ‘double barrows’ and mortuary houses in the Upper Dniester Basin, Western Ukraine: Geophysical prospection and archaeological verification // *Archaeological Prospection*. 2021. Vol. 28, N 4. P. 505–518.
29. Sarris A., Papadopoulos N. Looking for Graves: Geophysical Prospection of Cemeteries // 17th International Conference on Cultural Heritage and New Technologies. Vienna, 2012.
30. Schmidt A., Linford P., Linford N., et al. EAC guidelines for the use of geophysics in archaeology: Questions to Ask and Points to Consider. Namur: Europae Archaeologia Consilium (EAC), 2015.
31. Séger M., Cousin I., Frison A., et al. Characterisation of the structural heterogeneity of the soil tilled layer by using in situ 2D and 3D electrical resistivity measurements // *Soil and Tillage Research*. 2009. Vol. 103, N 2. P. 387–398.
32. Stumpel H. Geophysical Prospection in Suzdal — Russia. Kiel: Inst. Geosci., 2007.
33. Trachet J., Delefortrie S., Van Meirvenne M., et al. Reassessing Surface Artefact Scatters. The Integration of Artefact-Accurate Fieldwalking with Geophysical Data at Medieval Harbour Sites Near Bruges (Belgium) // *Archaeological Prospection*. 2017. Vol. 24. P. 101–117.
34. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // *Quatern. Intern.* 2006. N 152–153. P. 14–30.
35. Verdonck L., De Smedt P., Verhegge J. Making sense of anomalies: Practices and challenges in the archaeological interpretation of geophysical data // *Innovation in Near-Surface Geophysics*. Amsterdam: The Netherlands: Elsveir, 2019. P. 151–194.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 553.056 (575.1-16)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-13-17

МЕТАСОМАТИТЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ С ОРУДЕНЕНИЕМ ГОРЫ АУМИНЗАТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

**Рустам Маматхон угли Садиров¹, Абдисалим Бобомурод угли Юсупов²,
Шаходат Валиджановна Усманова³, Александр Вениаминович Тевелев⁴**

¹ Институт геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан;
Sadirov9966@mail.ru

² Институт геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, Ташкент, Узбекистан;
abdisalim1994y@gmail.com

³ Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; shaxina_u@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск»,
Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/AI_Tevelev-1970/

Аннотация. Выделены метасоматические породы золоторудных месторождений гор Ауминзатау Центральных Кызылкумов, близкие по минеральному составу и особенностям формирования. С определенными типами метасоматитов связаны соответствующие стадии рудной минерализации, которые являются их типоморфными признаками и отражают особенности эволюции этапов и стадий единой минералообразующей системы, которые могут быть использованы как поисковые критерии.

Ключевые слова: Центральные Кызылкумы, Ауминзатау, метасоматиты, состав, зональность, оруденение

Для цитирования: Садиров Р.М., Юсупов А.Б., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Метасоматиты золоторудных месторождений и их взаимоотношение с оруденением горы Ауминзатау (Центральные Кызылкумы) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 13–17.

METASOMATITES OF GOLD DEPOSITS AND THEIR CONNECTION WITH ORE PROCESS OF MOUNTAIN AUMINZATAU (CENTRAL KYZYLKUM)

**Rustam M. Sadirov¹, Abdusalim B. Yusupov², Shakhodat V. Usmanova³,
Alexander V. Tevelev⁴**

¹ Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullayev State Committee of Geology of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; Sadirov9966@mail.ru

² Institute of Geology and Geophysics named after H.M. Abdullayev State Committee of Geology of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; abdisalim1994y@gmail.com

³ National University of Uzbekistan Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan; shaxina_u@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow state University, Moscow, Russia; LLC NTPP “Geopoisk”, Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru

Abstract. The characteristics of mineral composition and features of metasomatic rocks of gold ore deposits of the Auminzatau mountains in the Central Kyzylkum are identified. The corresponding stages of ore mineralization are associated with certain types of metasomatites, which are their typomorphic features and reflect the features of the evolution of the stages and stages of a single mineral-forming system, which can be used as search criteria.

Keywords: Central Kyzylkum, Auminzatau, metasomatites, composition, zonality, mineralization

For citation: Sadirov R.M., Yusupov A.B., Usmanova Sh.V., Tevelev A.V. Metasomatites of gold deposits and their connection with ore process of mountain Auminzatau (Central Kyzylkum). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 13–17. (In Russ.).

Введение. Изучение окаторудных метасоматитов, сопровождающих большинство месторождений различных металлов, и выяснение пространственно-го и временного их взаимоотношения с оруденением, представляет значительный интерес для выявления условий образования пород, руд и для применения результатов в качестве поисковых критериев.

Метасоматические образования золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов исследовались [Гурейкин и др., 1982; Дорофеев, Мусаев, 2012; Карабаев, 2012]. Вместе с тем, несмотря на

большое количество работ, отсутствуют исследования по изучению окаторудных изменений по отдельным площадям (например, гор Ауминзатау), где в различных геологических условиях размещено разнотипное оруденение.

Метасоматические образования золото-серебряных объектов Шохетау, Карабутут, С3 фланга месторождения Песчаное в горах Ауминзатау имеют много общего по особенностям формирования и минералогическому составу, в виду чего рассматриваются вместе.

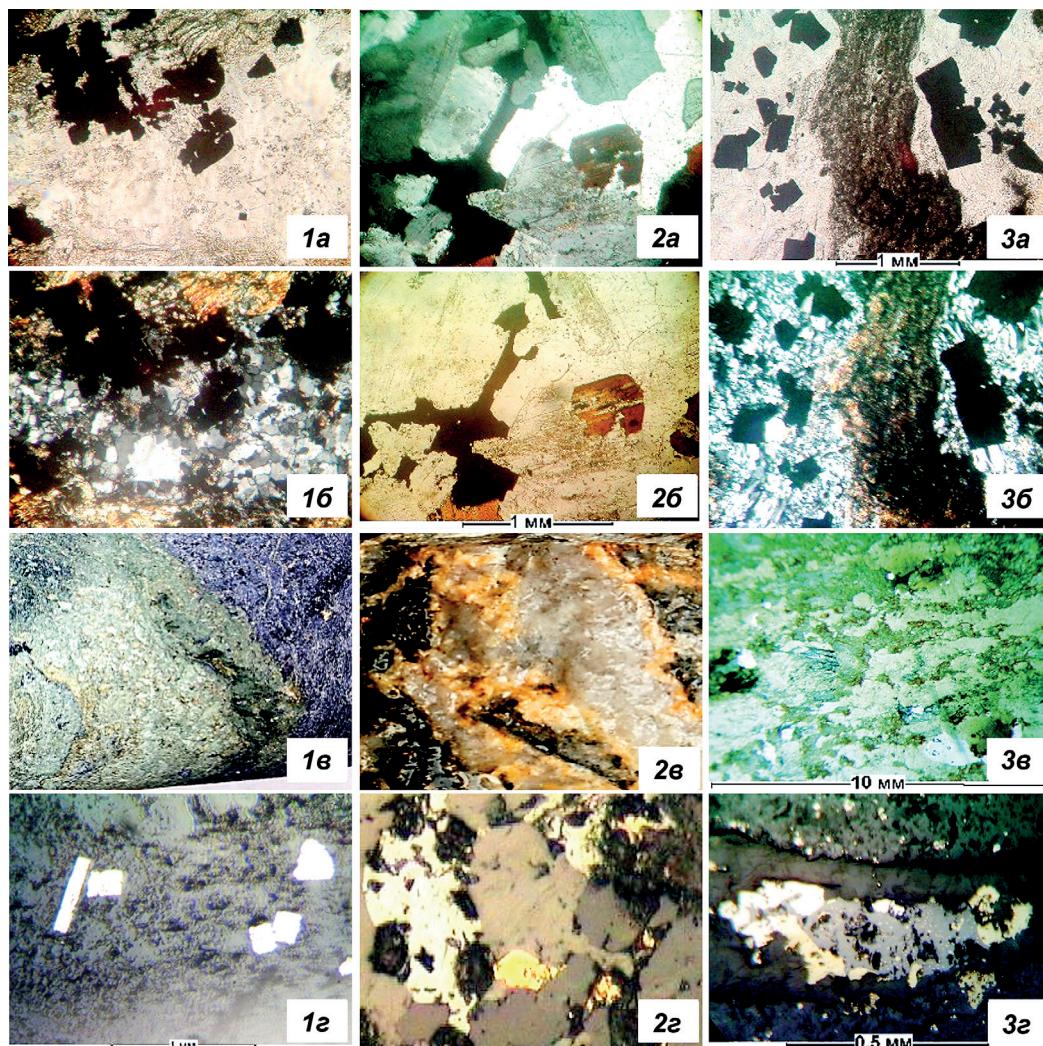


Рис. 1. Текстурно-структурные особенности пород в березит-лиственитовых (1), эйситовых (2) и аргиллизитовых (3) метасоматитах. Микрофотографии в проходящем свете: *a* — николи параллельны, *b* — николи скрещены; в отраженном свете: *в* — внешний вид, *г* — характер размещения рудной минерализации

Березит-лиственитовые метасоматиты.

Главными окорудными измененными породами являются березит-лиственитовые метасоматиты, образующие линейно-вытянутые полосы, окаймляющие тектонически ослабленные зоны. Макроскопически гидротермально-измененные породы отличаются от неизмененных более светлыми, главным образом, светло-серыми, слабо зеленоватыми тонами окраски и зональным строением. Осветление пород связано с замещением хлорита первичных пород кварцем и слюдами, а также выносом углеродистого вещества при метасоматическом преобразовании пород из внутренних зон [Проценко, 2008; Карабаев, 2015]. Минералогический состав метасоматической породы в изученных объектах почти однообразен. Это серицит, карбонат, кварц, хлорит, пирит. Количество минералов и их процентное соотношение в различных зонах метасоматической колонки меняются в зависимости от интенсивности протекания процесса преобразования, а состав внешних частей метасоматической колонки зависит от состава первичных пород. Указанная зональность метасоматической колонки выдерживается не всегда, чаще тыловые зоны приведенной колонки выпадают, что связано с интенсивностью проявления процессов.

С зонами березитизации пород связана обильная сульфидная минерализация, которая, в основном, приурочена к прожилково-окварцованным частям окорудных изменений. Сульфиды представлены пиритом (85–95% от общей массы сульфидов) и реже арсенопиритом (рис. 1, 1*г*) и халькопиритом, они размещаются в виде гнездообразных скоплений и коротких просечек неправильной формы. При этом последние пересекают смежные зоны метасоматической колонки и даже выходят за пределы зоны окорудных изменений, часто проявляясь в виде кварц-сульфидных прожилков. Это указывает на сопряженный характер золото-арсенопиритовой минерализации по отношению к березитовым изменениям. Наличие березит-лиственитовых метасоматитов с сульфидами в зонах дислоцированности пород служит одним из поисковых критериев золото-сульфидного оруденения на изучаемых площадях.

Кварц-альбитовые (эйситовые) метасоматиты. Кварц-альбитовые метасоматиты распространены на всех изученных золото-серебряных объектах, но наиболее интенсивно проявлены на площадях Песчаное и Карабутут, относящихся к Коспактауской золоторудной зоне, и на площади Каскыртау в Букантау.

Метасоматиты развиваются в виде неправильных жил (мощность до 6–8 см) и тонких (мощность 1–2 мм) прожилков. В полевых условиях эти породы резко отличаются ярким светло-розовым цветом. Они представлены альбитом, кварцем, карбонатом, реже пиритом и развиваются по плагиоклаз-хлоритовым сланцам и матаалевролитам.

Контакты с вмещающими породами относительно ровные. Центральная часть новообразований сложена кварцем (рис. 1, 2в). В метасоматически измененных участках встречаются брекции первичных сланцев, вокруг которых образуется более мелкозернистая альбит-кварцевая каемка. Структура пород неравномернозернистая. В центральных частях данной зоны кварц-альбитовая масса образует крупнозернистую гранобластовую структуру (рис. 1, 2а, б).

Выделения альбита, главным образом, тяготеют к зальбандовой части метасоматитов или сконцентрированы вокруг обломков вмещающих пород, где альбит замещает первичные кварц и плагиоклаз сланцев. Но встречаются участки равномерного распределения кварца и полевого шпата по всей массе породы.

Кварц-альбитовые метасоматиты золото-серебряных объектов Букантау отличаются от таковых Ауминзатау большим количеством альбита во всех зонах. Так, во внутренних зонах альбит достигает до 65–70%, при содержании кварца до 10–15%, хлорита — 2–3%, карбоната — 10–15%. Альбит крупнозернистый, полисинтетически сдвойникованый. Рудный минерал представлен равномерно распределенной вкрапленностью мелких и пылеватых зерен пирита размером не крупнее 0,1 мм. Новообразования промежуточной зоны имеют тот же минералогический состав, но количество хлорита намного больше (до 10–15%), порода более мелкозернистая. Во внешних частях (мощность 0,5–1 см) зоны альбитизации сложены мелкозернистым альбитом и комковатыми скоплениями хлорита (10–12%) с выделениями мелкозернистого пирита. Агрегаты альбита чаще вытянуты поперек прожилка.

При анализе пространственного размещения околоврудных изменений на исследованных площадях по скважинам установлено, что кварц-альбитовые метасоматиты сопряжены с березитами, часто размешаются в их фронтальной части. При этом степень изменения пород внешней части зависит от степени изменения внутренней части метасоматической колонки. Так, на площади Карабугут на поверхности кварц-альбитовые метасоматиты проявлены интенсивно, образуя жилы и прожилки мощностью до 6–8 см. На глубине данного участка хлорит-серицитовые изменения сменяются зонами интенсивной березитизации, сложенными кварц-серицит-карбонат-пиритовой массой светлой окраски.

На типичном золото-сульфидном месторождении Амантайтау серицитовый метасоматит с жильным кварцем, золотоносным пиритом и арсенопиритом формировался в результате калиевого метасоматоза с замещением первичных полевых шпатов, с оттесне-

нием натрия к периферии и образованием альбитовых метасоматитов [Щербань и др., 1990; Шер и др., 1974]. Авторами отмечена низкая золотоносность кварц-альбитовых пород.

С эйситовыми метасоматитами на изученных золото-серебряных объектах пространственно связана слабая кварц-карбонат-полисульфидная (сфалерит, галенит, пирит) минерализация, золотоносность метасоматитов низкая.

По условиям образования, минеральному составу, масштабам проявления и рудоносности эйситовые метасоматиты резко отличаются от кварц-полевошпатовых (калиевый полевой шпат) метасоматитов золото-редкометальных месторождений. Эйситы, в отличие от последних, формируются в более поздние стадии гидротермальных процессов, локализуются во внешней части рудно-метасоматической колонки и их рудный потенциал несравненно ниже, чем ранних кварц-полевошпатовых метасоматитов [Карабаев, 2012].

Но размещение во внешней части зон березитизации пород и сопряженных с ними рудных зон указывает, что кварц-альбитовые метасоматиты могут быть использованы в качестве действенных критериев поисков золотого оруденения. Также следует отметить, что они легко диагностируются в полевых условиях из-за своих характерных структурных особенностей и цвета.

Аргиллизиты. Одним из распространенных преобразований на площадях золото-серебряных объектов гор Ауминзатау и Букантау являются обеленные породы, представленные главным образом каолинитом и реже гидрослюдистыми минералами. Аргиллизиты гипогенного происхождения на исследованных золоторудных объектах гор Ауминзатау и Букантау образуют линейно-вытянутые полосы, жильно-прожилковые образования в зонах дробления и трещиноватости пород. В рудных зонах встречаются повсеместно, более интенсивно проявлены на площадях Каскыртау и Песчаное.

Макроскопически метасоматиты отличаются от неизмененных пород более светлыми, светло-серыми тонами окраски (рис. 1, 3в) и меньшей плотностью. Порода более плотная в участках окварцевания. Внутренняя зона сложена в основном плотным, сероватым халцедоновидным кварцем, карбонатом, каолинитом, с меньшим количеством серицита (гидрослюды) и изометричными мелкими зернами пирита, сфалерита. Для внутренней зоны характерен комплекс микроминералов, определяемых только под микроскопом (рис. 1, 3а, 3б, 3г). Они чаще приурочены к трещинам заполнения в измененных породах, кроме того, во внешних частях встречаются тонкопрожилковые аргиллизиты без рудной минерализации, что позволяет говорить об их близкоодновременном (или сопряженном) формировании. Карбонаты представлены марганцовистыми (до 0,6–1,1%) анкерит-доломитами. Местами глинистые минералы и кварц замещаются тонкочешуйчатыми слюдами, что, видимо, происходит по мере разрастания различных зон аргиллизированных пород.

Промежуточная зона аргиллизации имеет более светлую окраску, связанную с большим количеством каолинита, который преимущественно развивается в виде гнезд и отдельных участков с обеленными реликтами хлорит-плагиоклазовых метаалевролитов. В реликтах сохраняется слоистая текстура.

Внешняя зона изменений имеет светло-серую окраску, в ней сохраняется первичная слоистая текстура породы. Изменению в первую очередь подвергается цемент породы. Обломочные зерна полевых шпатов замещаются криптозернистым глинистым минералом, а хлорит первичных пород замещается карбонатом и кварцем с образованием рудного минерала. Здесь, как и в предыдущих зонах, присутствуют вкрапления и гнезда сульфидов, не правильной дрековидной формы.

Аргиллизиты формируются позже березит-лиственитовых и кварц-альбитовых метасоматитов — зоны березитизированных пород пересекаются кварц-глинисто-карбонатными прожилками мощностью от первых миллиметров до 0,5 см. Отмечена связь между интенсивностью проявления аргиллизации и фациальными разновидностями березитизированных пород. В скважинах, где березиты представлены только внешней — кварц-хлорит-карбонат-пиритовой фацией, зоны аргиллизации проявлены менее интенсивно, а состав их в основном глинисто-карбонатный с единичными зернами пирита.

Рентгенометрическим анализом установлено, что глинистый минерал является диккитом. В небольшом количестве (3,8%) присутствует также каолинит. Присутствие диккита и накрита среди продуктов глинистого изменения пород рассматривается как свидетельство их гидротермальной природы [Жариков, Омельяненко, 1978].

Изучение химического состава различных пород и развивающихся по ним метасоматических образований показало, что поведение основных компонентов в метасоматическом процессе различается в зависимости от состава первичной породы. Полученные данные показывают (таблица), что в процессе метасоматического преобразования пород различного состава, новообразованная порода в наиболее интенсивно преобразованной (внутренней) зоне, всегда имеет строго определенный минералогический и химический состав [Омельяненко, 1978]. Таким образом, результатом метасоматического преобразования является формирование новообразований стандартного состава. Вмещающие породы оказывают влияние на состав внешних зон метасоматической колонки.

При формировании различных метасоматических образований на изученных объектах по мере нарастания интенсивности процесса метасоматоза от внешних зон к внутренним количество присущих минералов уменьшается и процесс направлен на формирование в тыловых зонах минералов, устойчивых в данных физико-химических условиях. Состав внутренних частей метасоматитов определяет их формационную принадлежность [Омельяненко, 1978]. Минеральный состав внешних зон метасоматитов зависит от состава замещаемых пород и является фациальным признаком метасоматитов. Для внутренних зон каждой метасоматической формации характерен определенный минерал, который отражает особенности условий их формирования: для березитов — серицит, для эйситов — альбит, для аргиллизитов — каолинит.

Рудные минералы в березитах и аргиллизитах размещаются в зонах их окварцевания и карбона-

Химические составы различных пород и развивающихся по ним березитов

Породы	Первичные породы			Березитизированные породы			Поведение компонентов		
	Алевролит	Сланец	Роговик	C-389: C-394	C-123: C-124	C-90: C-94			
Пробы	C-389	C-123	C-90	C-394	C-124	C-94			
SiO ₂	60,55	63,21	68,96	63,46	64,02	67,34	+2,91	+0,81	-1,62
Fe ₂ O ₃ FeO (общ.)	6,12	3,86	0,94	6,02	5,60	4,21	-0,10	+1,74	+3,27
TiO ₂	0,70	0,50	0,45	0,64	0,53	0,55	-0,06	+0,03	+0,10
MnO	0,04	0,24	0,04	0,04	0,70	0,05	0,00	+0,46	+0,01
P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,14	0,18	0,16	0,18	-0,02	-0,02	+0,04
Al ₂ O ₃	16,10	14,63	15,46	14,10	12,20	11,46	-2,00	-2,43	-4,00
CaO	3,10	4,12	5,30	3,60	6,84	6,2	+0,50	+2,72	+0,9
MgO	2,25	0,91	0,10	2,74	3,10	1,82	+0,49	+2,19	+1,72
Na ₂ O	2,53	6,03	4,04	1,24	0,45	1,24	-1,19	-5,58	-2,80
K ₂ O	3,10	1,72	4,15	3,65	2,21	4,46	+0,55	+0,49	+0,31
CO ₂	1,18	0,78	—	1,76	1,65	1,20	+0,58	+0,87	+1,20
SO ₃	0,43	0,36	—	0,87	1,92	0,92	+0,44	+1,56	+0,92
-H ₂ O	0,34	—	—	0,44	0,28	0,32	+0,10	-0,06	+0,32
ппп	3,33	3,24	0,40	0,86	0,24	0,30	—	—	—
Сумма	99,97	99,78	99,98	99,60	99,90	100,25	—	—	—

Примечание. Анализы характеризуют внутреннюю зону новообразованного метасоматита и состав первичных пород.

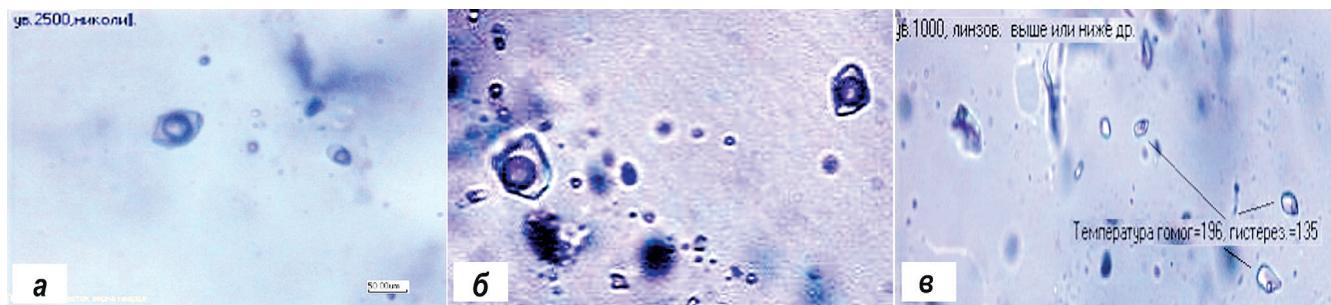


Рис. 2. Морфологические особенности флюидных включений кварца из березитов (а), эйситов (б) и аргиллизитов (в) золоторудных месторождений

тизации в виде линзообразных скоплений и прожилков, иногда выходят за пределы внутренних зон околоврудных изменений. Аналогичное размещение рудной минерализации в зонах метасоматического преобразования пород объясняется формированием разрывных нарушений в процессе развития внутрирудных тектонических движений. Образование разрывных нарушений на той или иной стадии развития гидротермального процесса способствует оттоку поровых растворов в эти зоны разгрузки и благоприятствует значительной интенсификации процессов минералообразования в локальных участках [Омельяненко, 1978]. При этом, рудоотложение происходит в результате эволюции тех же растворов, которые вызвали изменение вмещающих пород, а оруденение относится к сопряженному типу.

Гомогенизация флюидных включений. Изучены температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) флюидных включений (ФВ) кварца березит-лиственитовых, эйситовых и аргиллизитовых метасоматитов золоторудных месторождений Ауминзатау. Определение температур гомогенизации проведены в криотермокамере “Linkam” в ИГиГ АН РУз, оператор Л.А. Цой. Температуры гомогенизации ФВ кварца из тыловых зон березитов варьируют в пределах 263–335 °C, кварца пирит-арсенопиритовой ассоциации, 215–247 °C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурейкин Н.Я., Арибулов Ч.Х. и др. Геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленных руд // Советская геология. 1982. № 5. С. 86–95.
2. Дорофеев Д.А., Лайпанов Х.Х. О гидротермально-метасоматических преобразованиях на Кокпетасском рудном поле (Центральные Кызылкумы) // Тр. ЦНИГРИ. М., 1971. Ч. 2. С. 17–30.
3. Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9–27.
4. Карабаев М.С. Березиты золото-сульфидных объектов гор Ауминзатау: зональность и особенности минерального состава // Вестник НУУз. Ташкент: Университет, 2015. № 3/2. С. 76–78.
5. Карабаев М.С. Околоврудно-измененные породы Карабуттской площади (горы Ауминзатау) и их зональность // Вестник НУУз. Ташкент: Университет, 2012. № 2/1. С. 45–47.
6. Котов Н.В., Зверев Ю.Н., Порицкая Л.Г. Золото-черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы). СПб.: Невский курьер, 1993. 116 с.
7. Мусаев А.М. Формации гидротермально-измененных пород месторождений золота и меди Западного Тянь-Шаня // Металлогенез золота и меди Узбекистана. Ташкент, 2012. С. 234–269.
8. Омельяненко Б.И. Околоврудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 265 с.
9. Проценко В.Ф. Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. Ташкент: ГП «ИМР», 2008. 116 с.
10. Щербань И.П., Цой Р.В., Иванов И.П. и др. Околоврудные метасоматиты Западного Узбекистана. М.: Наука, 1990. 189 с.
11. Шер С.Д., Лайпанов Х.Х., Нагорная Г.В. Классификация околоврудных метасоматитов на месторождениях золота в связи с геологическими условиями образования // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 183–190.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

Характерна разнонаполненность включений, с содержанием газовой фазы до 30–35%, отмечаются существенно углекислотные ФВ (рис. 2, а).

Согласно данным [Котов и др., 1993], кварц из продуктивной золото-арсенопирит-пиритовой ассоциации месторождения Даутызтау характеризуется $T_{\text{гом}} 200–240$ °C. $T_{\text{гом}}$ кварца из кварц-альбитовых метасоматитов Карабуттской площади соответствует 240–265 °C. Флюидные включения по составу углекислотные, двухфазовые. Тонкозернистый кварц из внутренней зоны аргиллизитов месторождения Песчаное характеризуется $T_{\text{гом}} 150–185$ °C. Флюидные включения по составу двухфазовые — газово-жидкие, с содержанием газовой (углекислотной) фазы до 15–25%.

Выводы. Метасоматиты золоторудных месторождений гор Ауминзатау в Центральных Кызылкумах представлены березит-лиственитами, эйситами и аргиллизитами, соответствующими единому ряду закономерной последовательности становления постмагматических процессов. С определенными околоврудными изменениями проявлены отдельные продуктивные парагенезисы минералов. Золотое оруденение имеет сопряженный характер с указанными метасоматитами.

Финансирование. Работа подготовлена в рамках проектов, выполненных на договорной основе с НГМК.

УДК: 553.072; 553.41

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-18-25

ГЕНЕЗИС И СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗУН-ОСПА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

**Михаил Александрович Богуславский¹✉, Дмитрий Александрович Ханин²,
Валерия Олеговна Перетятько³**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mikhail@geol.msu.ru✉

² Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского, Черноголовка, Россия;
mamontenok49@yandex.ru

³ ООО «Купол Майнинг Сервис», Магадан, Россия; Valeriya.Peretyatko@fareastgold.ru

Аннотация. В работе представлена общая характеристика золоторудного месторождения Зун-Оспа. Приведен минеральный состав руд. По данным минералогических исследований установлены два этапа минералообразования: гидротермальный, который был разделен на четыре стадии, и гипергенный. Представлены данные микрозондового анализа минеральных фаз, составляющих руды месторождения. Самородное золото описано двух генераций, отличающихся как составом, так ассоциациями.

Ключевые слова: Зун-Оспа, ялпайт, жеффруаит, штромерит, фрайбергит, рудообразующие минералы, сульфосоли висмута и серебра

Для цитирования: Богуславский М.А., Ханин Д.А., Перетятько В.О. Генезис и стадийность минералообразования золото-серебряного месторождения Зун-Оспа (Восточный Саян) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 18–25.

GENESIS AND STAGES OF MINERAL FORMATION OF THE ZUN-OSPA GOLD AND SILVER DEPOSIT (EASTERN SAYAN)

Mikhail A. Boguslavskiy¹✉, Dmitri A. Khanin², Valeria O. Peretyatko³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mikhail@geol.msu.ru✉

² D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, Chernogolovka, Russia; mamontenok49@yandex.ru

³ Kupol Mining Service LLC, Magadan, Russia; Valeriya.Peretyatko@fareastgold.ru

Abstract. The paper presents the general characteristics of the Zun-Ospa gold deposit. The mineral composition of ores is given. According to mineralogical studies we have been established two stages of mineralization: the first stage (hydrothermal), which was divided into four stages and the second hypergenic. The data of microprobe analysis of the mineral phases that make up the ores of the deposit are presented. We described gold in two generations, which are different both in composition and associations.

Keywords: Zun-Ospa, yalpaite, geffraite, stroymerite, freibergite, ore-forming minerals, bismuth and silver sulfosalts

For citation: Boguslavskiy M.A., Khanin D.A., Peretyatko V.O. Genesis and stages of mineral formation of the Zun-Ospa gold and silver deposit (Eastern Sayan). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 18–25. (In Russ.).

Введение. В административном отношении Зун-Оспинский рудный район относится к Окинскому району Республики Бурятия, расположенному близ границы с Монгoliей (рис. 1). Юго-восточная часть Восточного Саяна, к которому структурно относится Зун-Оспинское месторождение, имеет сложное геологическое строение. Она представляет собой типичную складчатую область с широким развитием покровно-складчатых структур, сложенных разнообразными литокомплексами от раннедокембрийского до позднепалеозойского возраста. Также присутствуют кайнозойские базальты и современные отложения. Магматические образования юго-восточной части Восточного Саяна изучены значительно меньше, в особенности это относится

к гранитоидному магматизму. Так, до настоящего времени существует некоторая неопределенность в отнесении гранитоидов к тем или иным интрузивным комплексам, что объясняется малым числом геохронологических данных, отчасти, недостаточным количеством палеонтологических описаний вмещающих стратифицированных отложений [Дамдинов, 2019].

Зун-Оспинское рудное поле приурочено к сопряжению северной части Оспинской структурно-формационной зоны (вещественным выражением которой являются офиолитовая и карбонатно-вулканогенно-терригенная формации) и обширной области куполообразования, протягивающейся в целом параллельно Главному Саянскому разлому.

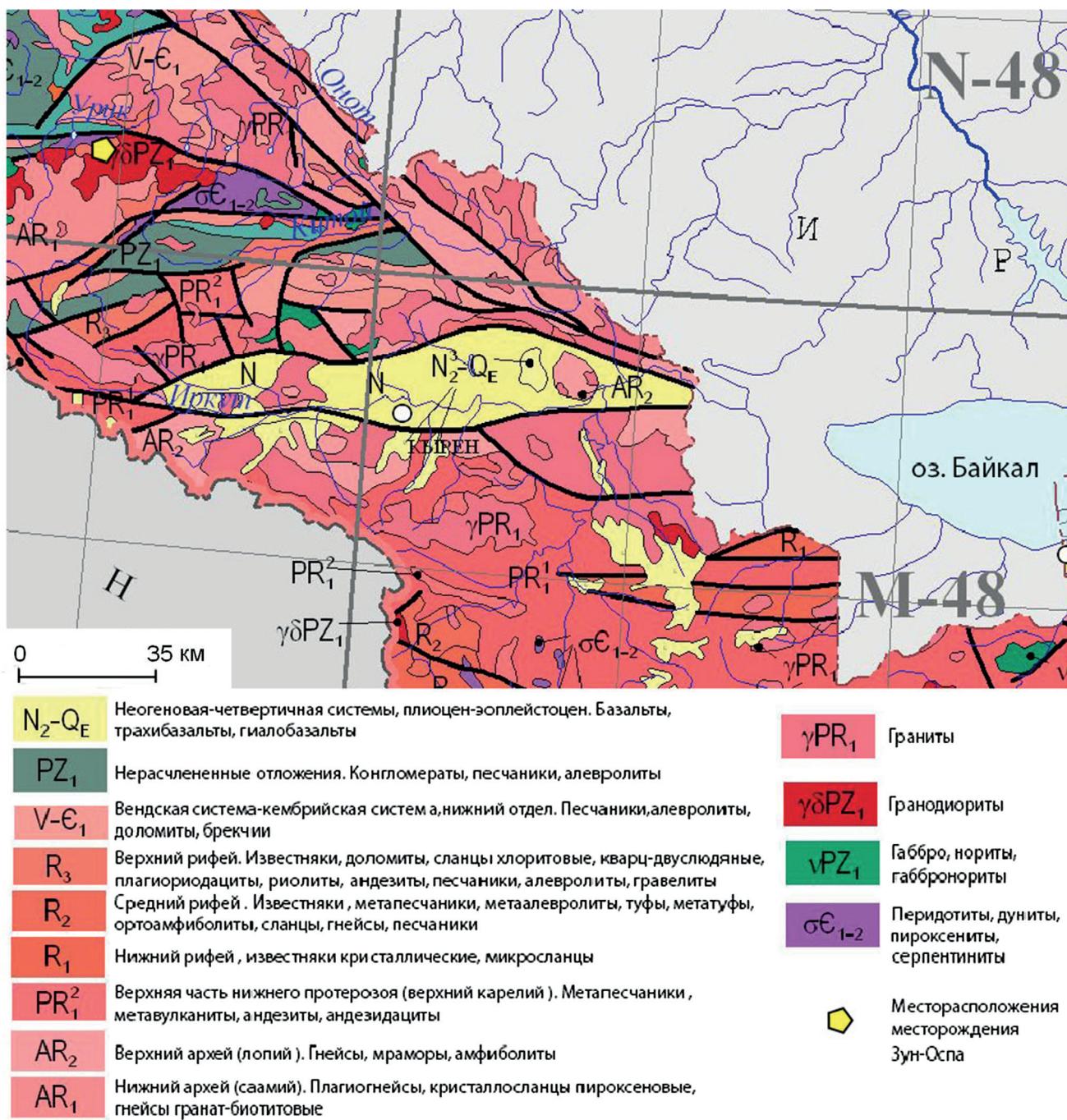


Рис. 1. Позиция месторождения Зун-Оспа (по материалам Скопинцева В.Г. с изм. и доп.)

Эта область отчетливо выделяется ассоциацией гранитоидных комплексов — урикского (сумсунурского) и сархойского, тоналит-трондемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, возраст которого оценивается в 790 млн лет [Кузьмичев, 2004].

В структурном отношении месторождение тяготеет к участку сочленения северо-западной и юго-восточной ветвей гипербазитового пояса и приурочено к юго-западной части межкупольной складки-перемычки. Рудные тела месторождения локализуются в мощной Оспа-Ильчирской зоне ме-

ланжированных пород субширотного простириания. Зона меланжа приурочена к лежачему боку синклинальной складки и полого падает на северо-восток под углом 45–50° [Арсентьев, 1960]. Протяженностьрудовмещающей структуры ~12 км, ширина ее изменяется от 250 до 750 м. Рудные тела месторождения выявлены среди покровных образований Оспинского оphiолитового покрова, в который вовлечены отложения оспинской свиты, гипербазиты ильчирского и гранитоиды сумсунурского интрузивного комплекса.

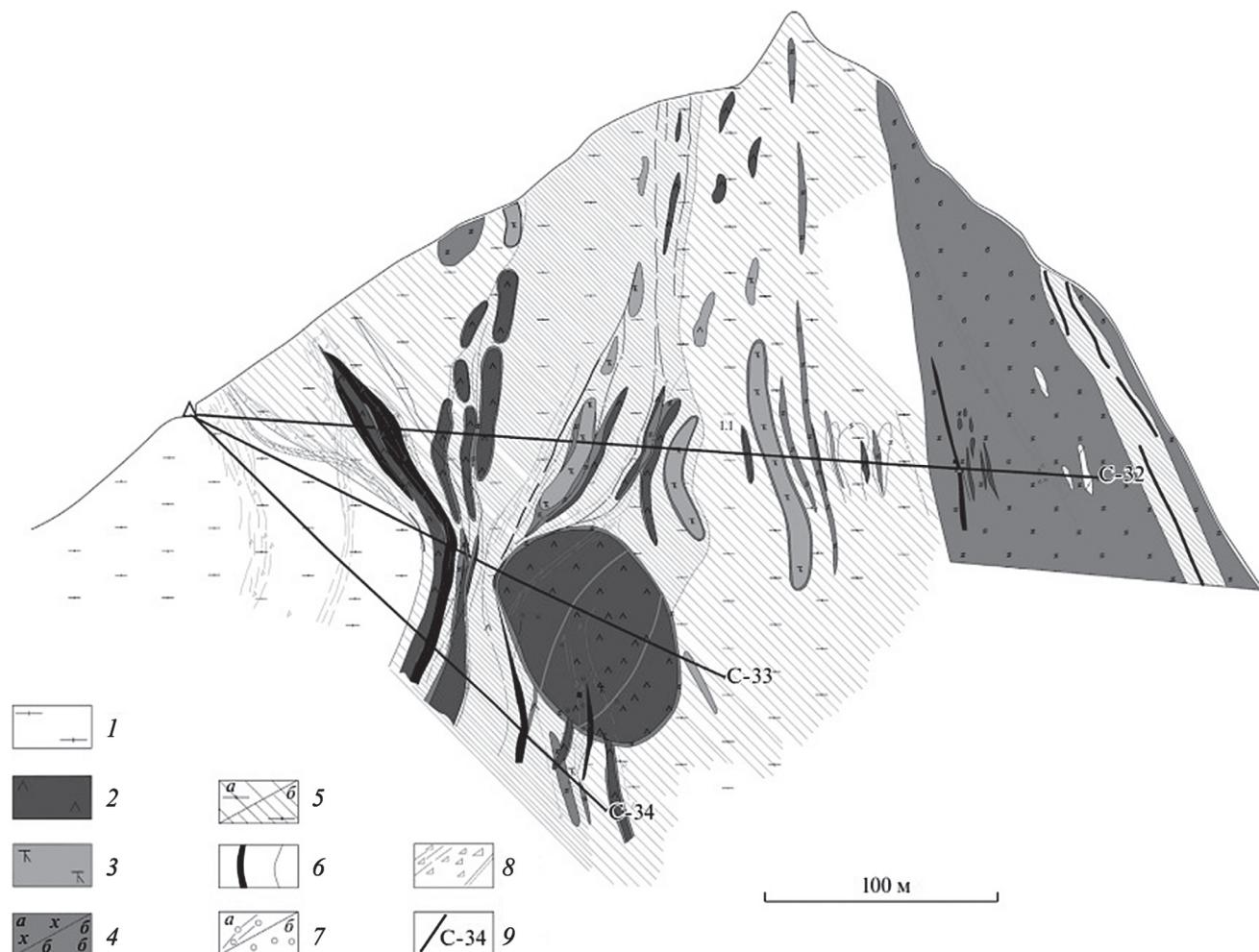


Рис. 2. Геологический разрез (составлен по материалам ООО “С/А Китой”, Поселенов и др., 2012ф). 1 — измененные катализированные гранитоиды; 2 — листвениты кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые; 3 — тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы, талькиты; 4 — тектонометасоматиты пропилитоподобные: кварц-карбонат-хлоритовые (а), кварц-карбонат-биотитовые (б); 5 — тектонометасоматиты березитоподобные: а — карбонат-серицит-хлорит-кварцевые, б — хлорит-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые; 6 — кварцевые жилы и прожилки; 7 — окварцевание: а — прожилковое, б — линзовидно-гнездовое; 8 — зоны дробления, брекчирования, тектонические швы с глинкой трения; 9 — проекции скважин и их номер

Методы исследований. В ходе полевых работ на месторождении проводились геологические наблюдения взаимоотношений руд и вмещающего субстрата, сопровождавшиеся отбором образцов и штрафных проб.

Изучение химического состава минералов проведено в Институте экспериментальной минералогии с помощью сканирующего электронного микроскопа Camscan MV2300 с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA PentaFET x3. Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на образце 1,5 нА, время накопления 70 с.

Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах ZEISS Axilskop 40 и Полам Р-312. В лаборатории рудной микроскопии на кафедре геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Геологическое строение месторождения. Основной вмещающей породой является кварц-

карбонат-серицитовый сланец. Текстура породы массивная. Основные минералы, слагающие породу — кварц и плагиоклаз (чаще всего представлен олигоклазом, но не редко встречаются метасоматиты характеризующиеся альбитизацией плагиоклаза вмещающих габбро); порода разбита трещинами заполненными хлоритом, серицитом и кальцитом. В случае развития большого количества прожилков, текстура становится слоистой с упорядоченным чередованием слоев с серицитом и кальцитом. Рудные минералы приурочены к подобным трещинам. Распределение рудных минералов хаотично — они встречаются как в кальците, так и в сериците образуя порфиробластовую структуру. Все породы в той или иной мере изменены метасоматическими процессами.

Жилы обрамляются оторочками окварцованных пород, сложенных разнозернистым кварцем с аллотриморфнозернистой микроструктурой, хотя часть жил отчетливых окколожильных оторочек не имеет, а заключена непосредственно среди тектонитов по

породам различного состава, в которых отмечаются лишь тонкие (менее 1 см) оперяющие и послойные прожилки сульфидно-кварцевого состава. Нередко жилы группируются в прожилково-жильные зоны общей мощностью до первых метров (рис. 2). Возраст руд определялся путем Ar-Ar-датирования Cr-мусковита (фуксита) из околоводных текtonизированных лиственитов. Полученное значение возраста соответствует раннему карбону — 352,3 млн лет [Дамдинов, 2018]. Таким образом, возраст руд намного отличается от возраста гранитоидов сумсунурского комплекса, присутствующих в рудном поле.

На месторождении выделяется 6 рудных тел (рис. 3). Наиболее изученными является Главное рудное тело № 1. Оно представлено простой формы жилой, которая осложнена более поздней тектоникой. В северной части тело выклинивается «конским хвостом», в южной выклинивание происходит без расщепления. Центральная часть смята в складку. Аналогичное строение прослеживается у тела по штольням № 1 и 2 на глубине 30 и 78 м соответственно. Мощность минерализованной зоны изменяется в широких пределах от минимальной 6,2 м на поверхности до 14,7 м на горизонте штольни № 2 [Поселенов, 2012]. Рудное тело № 1 выполнено светло-серым до белого тонкозернистым кварцем. Сульфидная минерализация сконцентрирована в висячем боку в основном в средней максимальной мощной части. Лежачий бок сложен кварцем с редкой сульфидной вкрапленностью.

Наиболее богатыми по содержанию золота и серебра являются окисленные кварц-гематитовые руды. В целом же на месторождении выделяют еще три типа руд: полисульфидные, кварц-сульфидные и сульфидно-кварцевые. В полисульфидных рудах, кроме высокого содержания благородных металлов, отмечается высокое содержание цинка (32%) и свинца (7%), а в окисленных кварц-гематитовых рудах практический интерес могут представлять медь и свинец.

Также стоит отметить, что в полисульфидной руде содержание кадмия достигает 0,5% [Поселенов, 2012]. Судя по данным наших исследований кадмий является изоморфной примесью в поздней генерации сфалерита.

Минеральный состав руд. Исследование образцов, взятых по всей площади рудного тела № 1 из двух штолен. Одна штольня заложена выше по разрезу, другая ниже для прослеживания изменения минерального состава с глубиной. Изучение заключалось как в макроскопическом описании, так и исследовании под микроскопом аншлифов руд, а также определении химического состава минералов с использованием микрозонда.

Минеральный состав руд из приповерхностной части следующий: главные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Минеральный состав руд рудной зоны № 1 на глубине 30 м: главные минералы — пирит, халькопирит.

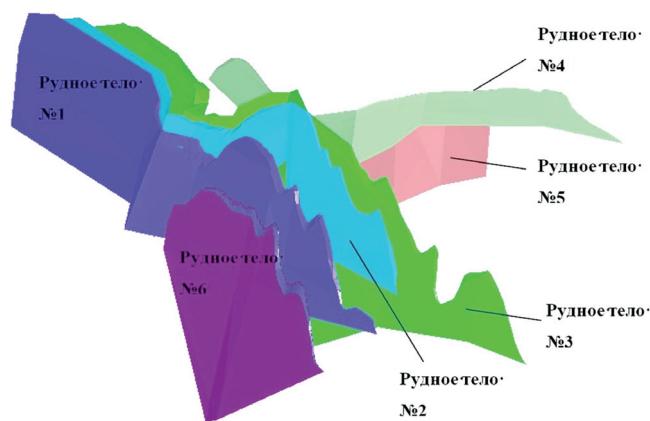


Рис. 3. Объемная модель месторождения Зун-Оспа. Модель месторождения построена по ограниченному количеству поисково-оценочных скважин в программе Micromine Studio

Второстепенные минералы с глубиной практически не меняются — это магнетит, пирротин, борнит, молибденит, кобальтин, марказит, блеклые руды (фрейбергит), гематит, самородное золото, сульфиды серебра (штромейерит и жеффруаит); вторичные минералы: ковеллин, халькозин, малахит, гидроокислы железа. Однако, на нижележащих горизонтах в качестве постоянно присутствующего второстепенного минерала появляется арсенопирит.

Интересно, что предыдущие исследователи [Дамдинов, 2018; Поселенов, 2012] не выделяли среди минералов руд арсенопирит, который часто встречается, хотя и в качестве второстепенного минерала, в наших образцах. Учитывая особенности состава руд, возможно, этот факт может дать дополнительные данные для усовершенствования схемы обогащения.

Серебро. Серебро на месторождении встречено в двух основных разновидностях: в виде сульфосоли (фрейбергит) и в виде сульфидов серебра.

Фрейбергит образуется в полисульфидной стадии. Ассоциирует с кадмий содержащим сфалеритом в полисульфидных рудах, реже галенитом (рис. 4). Размер выделений в среднем составляет 0,03 мм. Содержание кадмия в сфалерите этой генерации достигает 1,9 мас.% (табл. 1), что может свидетельствовать о том, что это поздняя генерация сфалерита [Юшко, 1984]. В предыдущих исследованиях отмечено, что

Таблица 1

**Химический состав основных минералов
(содержание элементов указано в вес. %)**

Точка анализа	S	Fe	Cu	Zn	Ag	Cd	Sb	Pb	Сумма
21_61	13,50	0,96	—	—	—	—	—	85,82	100,28
21_62	13,00	1,90	—	—	—	—	—	86,38	101,28
21_63	33,56	4,98	—	61,48	—	1,82	—	—	101,84
21_64	26,22	11,37	20,07	1,41	21,57	—	20,65	—	101,29

Примечание. «—» — содержание элементов ниже предела обнаружения.

Таблица 2

**Химический состав сульфидов меди и сульфидов серебра
(содержание элементов указано в вес. %)**

Точка анализа	S, %	Fe, %	Co, %	Ni, %	Cu, %	Ag, %	Cd, %	Сумма, %
PC-1_3	18,72	9,50	0,08	0,20	69,99	3,03	—	101,52
PC-1_4	18,72	9,05	0,14	—	70,36	3,20	—	101,47
PC-1_5	18,74	8,29	—	0,21	70,67	3,20	—	101,11
PC-1_6	16,09	9,86	—	—	46,15	25,68	—	97,78
PC-1_7	16,01	0,48	—	—	33,61	49,47	—	99,57
PC-1_8	15,77	3,69	0,11	0,06	43,27	36,03	1,62	100,55
PC-1_9	15,37	0,77	—	0,22	32,03	50,96	—	99,35
PC-1_10	15,80	0,91	0,07	0,17	34,37	47,84	0,89	100,05

Примечание: «—» — содержание элементов ниже предела обнаружения.

в полисульфидных рудах кадмий может достигать 0,5 масс.% [Поселенов, 2012].

Сульфиды серебра, встреченные на месторождении представлены штромейеритом (CuAgS) (табл. 2, точки 7, 9, 10) и жеффруаит ($((\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ag})_9(\text{Se}, \text{S})_8$) (табл. 2, точки 6, 8). В подобных условиях штромейерит в гипергенных процессах замещается сармординым серебром [Коваленкер, 2011]. В нашем случае штромейерит не подвергся гипергенным изменениям. Разделение этих двух фаз затруднитель-

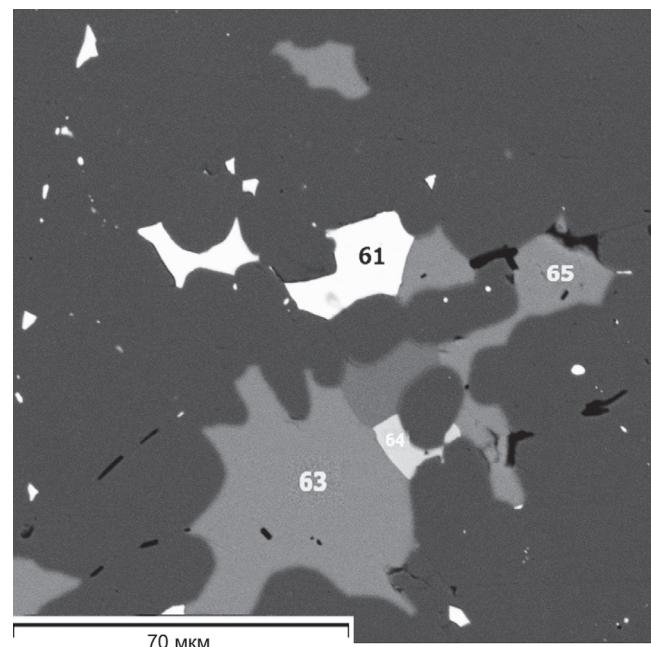


Рис. 4. Фрейбергит (64), сфалерит (63), галенит (61)

но. В целом данные минеральные фазы встречены в оторочках обрастиания халькопирита и халькозина с точным повторением контура (рис. 5). Ширина этих оторочек колеблется от 0,05 до 0,2 мм, в среднем составляя 0,1 мм. Структура руды в этих зонах порфировая, поэтому эти крупные зерна халькопирита, реже халькозина размером до 0,5 мм находятся

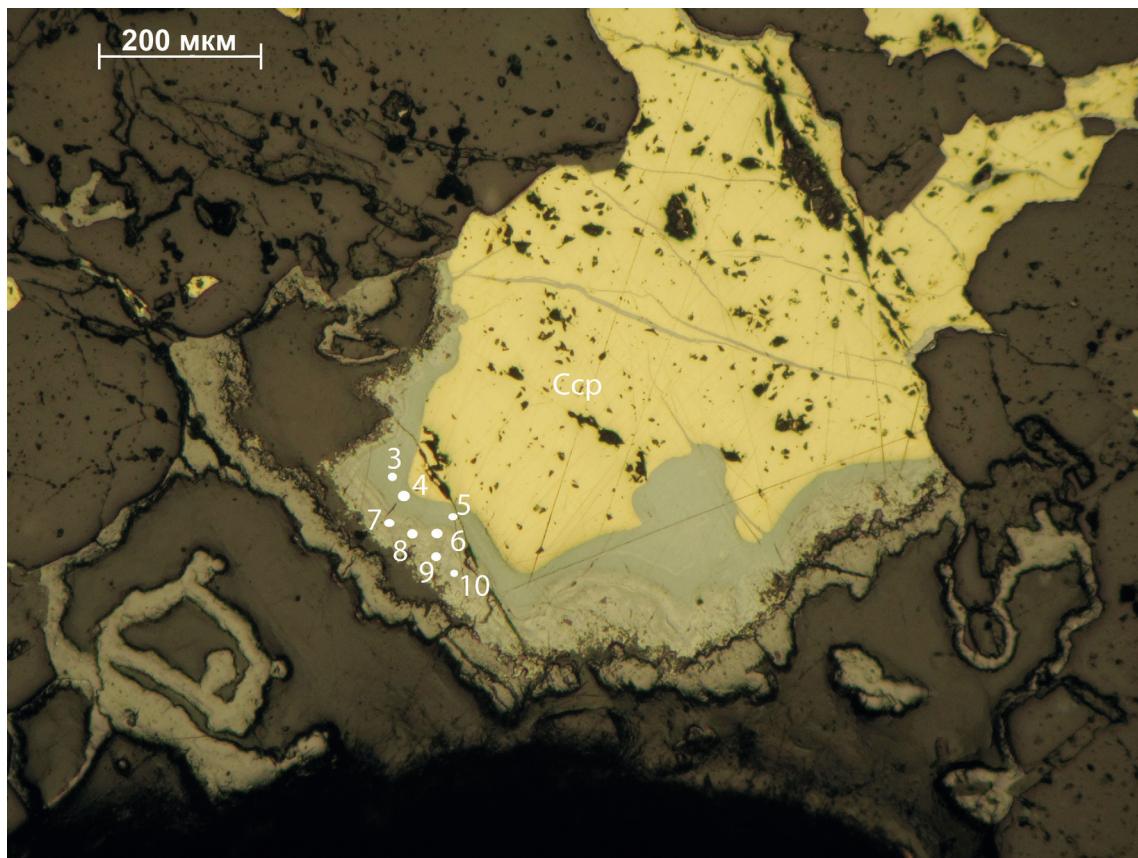


Рис. 5. Сульфиды серебра в оторочке халькозина и халькопирита. Точками отмечены места проведения микрозондовых исследований. Ccp — халькопирит

в массе нерудного. Штромейерит является типичным минералом гидротермальных месторождений серебра.

Золото. Золото встречено двух разных генераций. Отличается как составом, так ассоциациями. Самородное золото было обнаружено в виде мелких 0,01–0,05 мм изометрических зерен внутри зерен пирита. Золото, обнаруженное пирите (рис. 6, Б), имеет более высокую пробность (табл. 3, анализ 1, 2). Эта генерация золота отнесена к более ранней стадии минералообразования.

Другая генерация золота ассоциирует со сфалеритом (рис. 6, А) и располагается в нерудной массе. Также со сфалеритом ассоциирует и серебросодержащие сульфосоли. Эта генерацию золота скорее можно отнести к электруму (табл. 3, строчка 3, 4).

Никель. При описании аншлифов руд был встречен пентландит, содержание которого в некоторых образцах достигает 2%. Обычно пентландит ассоциирует с пиритом, при этом этот пирит не содержит примеси мышьяка (рис. 7). Пентландит может содержать незначительную примесь этого элемента (табл. 4).

Молибден. Молибденит тяготеет к рудам содержащим пентландит. Зерна молибденита часто наблюдаются в виде веерообразных сростков, размером до 0,1 мм. Основной примесью в молибдените является рений. Стоит отметить, что содержания рения в молибдените аналогично содержанию (табл. 5), в молибдените из месторождения Чикой, Мыс Павлович [Максимюк, 2013] и Михеевского [Грабежев, 2010], которые относятся к медно-порфировому типу.

Мышьяк. В целом в сульфидах месторождения не встречено значительных содержаний мышьяка, лишь в редких случаях на более глубоких горизонтах встречается арсенопирит. Тогда как на территорииально близких объектах встречается, в том числе маухерит [Шведов, 2016].

Последовательность минералообразования. По результатам микроскопического исследования было выделено два этапа рудообразования: первый

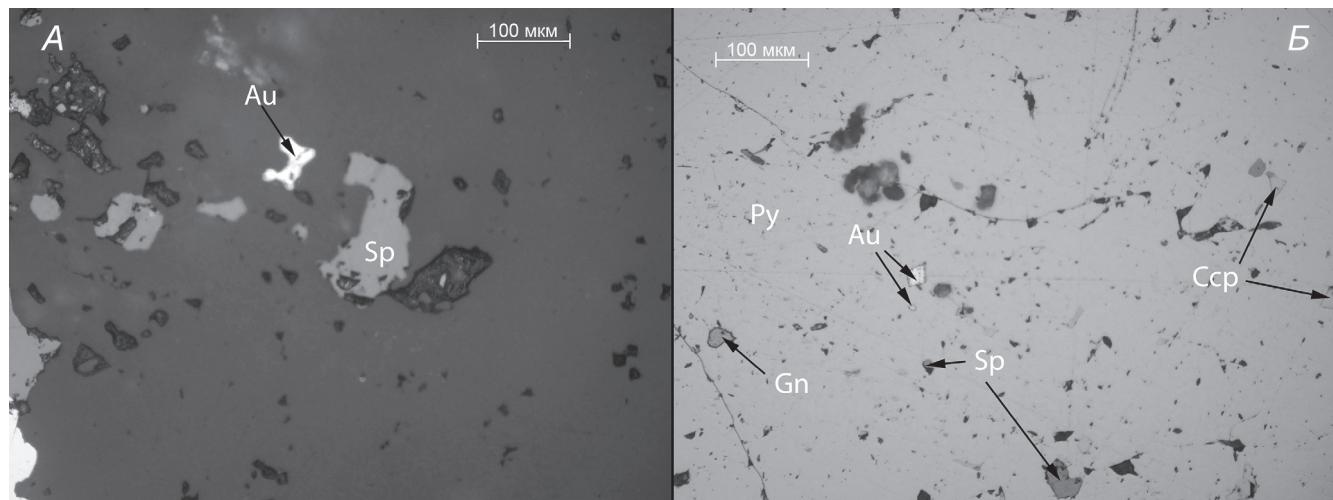


Рис. 6. Две генерации золота. А — первая генерация золота по составу относится к электруму. Б — вторая генерации золота — более чистая и ближе к серебросодержащему золоту

Таблица 3
Химический состав золота разных генераций
(содержание элементов указано в вес. %)

№ анализа	Cu, %	Ag, %	Au, %	Te, %	Hg, %	Сумма, %
1	0,79	17,30	79,37	—	1,70	99,16
2	0,81	17,26	79,19	—	1,60	98,86
3	0,40	32,69	65,10	0,11	0,90	99,20
4	0,35	32,80	65,06	0,92	0,79	99,92

Примечание. «—» — содержание элементов ниже предела обнаружения.

Таблица 4
Химический состав никель содержащих фаз
(содержание элементов указано в вес. %)

Точка анализа	S, %	Fe, %	Co, %	Ni, %	As, %	Сумма, %
29_83	32,46	26,12	0,26	41,22	0,08	100,14
29_84	32,91	26,14	0,31	41,34	0,08	100,79
29_85	52,16	45,77	0,35	1,01	0	99,29
29_86	52,88	46,48	0,48	0,39	0	100,23

Примечание: «—» — содержание элементов ниже предела обнаружения.

Таблица 5
Химический состав молибденита
(содержание элементов указано в вес. %)

Точка анализа	S, %	Mo, %	Re, %	Сумма, %
32_91	39,96	60,10	0,12	100,18
32_92	39,90	60,06	—	99,96
32_97	38,23	60,63	0,21	99,07

Примечания: «—» — содержание элементов ниже предела обнаружения.

этап (гидротермальный), который был разделен на четыре стадии и второй этап — гипергенный.

Стадийность рудообразования: первой выделяется дорудная стадия, которая хорошо картируется при текстурно-структурном анализе; минерализованные зоны представляют собой интенсивно метасомати-

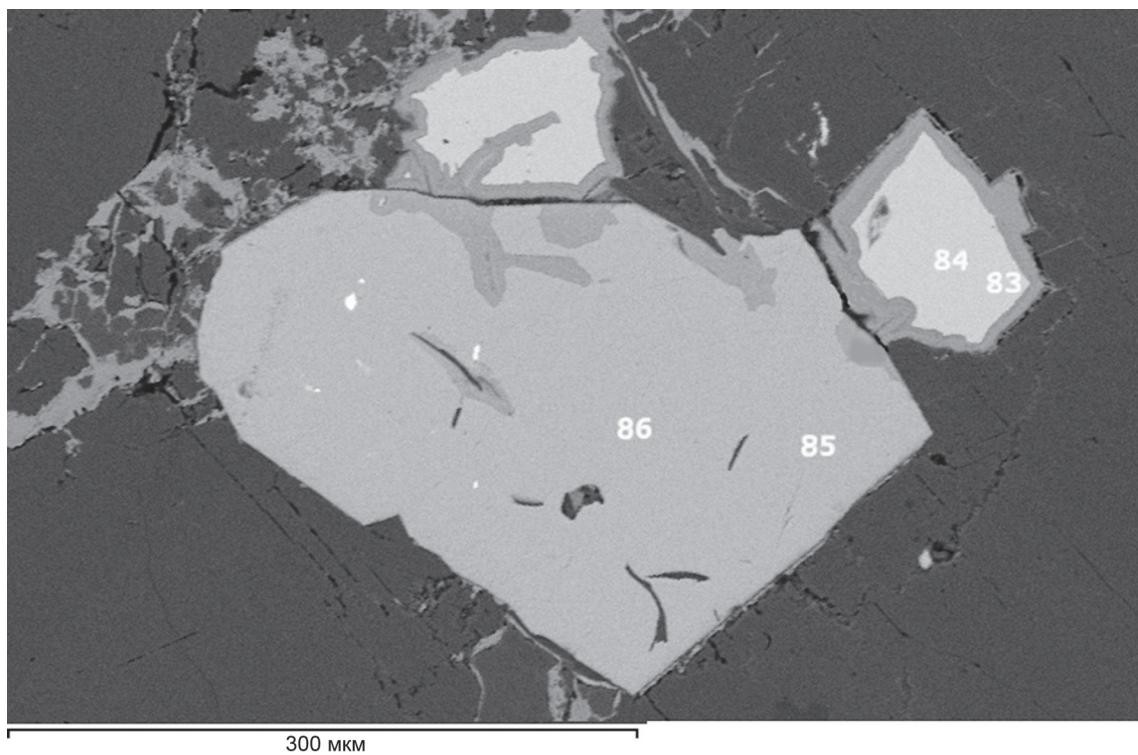


Рис. 7. Пентландит в ассоциации с пиритом

тически измененные минерализованные граниты (березиты) с кварцевыми жилами и прожилками, несущими полисульфидную минерализацию, минерализованные листвениты и карбонат-тальковые породы, окварцованные и минерализованные слюдиты. Следующую стадию можно назвать свинцово-цинковой, она выделяется благодаря включениям галенита и сфалерита из матрикса в метакристаллах пирита. Золото первой генерации, встреченное в пирите, скорее всего принадлежит к этой стадии. Третья стадия — медная, с образованием халькопирита, а затем халькоэзина; на последнем этапе данной стадии образовывались собственные минералы серебра в оторочках обрастания. Завершающая стадия гидротермального этапа представляет собой цинково-серебряную и представлена выделениями сфалерита с высоким содержанием кадмия, который указывает на окончание гидротермального процесса; к этой же стадии относится более низкопробное золото и фрейбергит. Позицию пентландита оценить сложно. Нередко пентландит встречается с оторочками сфалерита, но его взаимоотношение с медной ассоциацией остается не выясненной.

Предыдущие исследователи [Дамдинов, 2018] относили самородное золото к более поздним стадиям минералообразования, ими более высокопробное золото обнаружено в пирите, который, однако, согласно их схеме минералообразования, на этих стадиях уже не образовался. Нами самородное золото отнесено к более ранним стадиям.

На завершающем этапе происходили гипергенные изменения с образованием небольшого количества малахита и гидроокислов железа, с кото-

рыми ассоциирует золото. Очевидно, гидроокислы железа образовались по пириту. Гипергенный этап широко проявлен только в приповерхностной части месторождения.

По процентному соотношению минералов, представленных в анишлифах, руды можно отнести к кварц-сульфидной, сульфидно-кварцевой разновидностям.

Генезис месторождения. Золото-серебро-полиметаллическое оруденение на месторождении генетически связано с зонами тектонической активизации в Ильчирской линеаментной зоне и интрузиями лейкократовых гранитов. Непосредственно обусловлено постмагматическими процессами внедрения последних.

В рудогенном процессе определенно проявились два этапа рудообразования: гидротермальный и гипергенный. На дорудном этапе в зонах тектонических дислокаций образованы жильные вторичные кварциты и сопровождающие их породы березит-лиственитовой формации. На гидротермальном рудном этапе — кварц-сульфидные руды и окорудные березиты (листвениты). Этапы «разделены» тектонической подвижкой с инъекциями гидротермальных кварцевых жил. Образование кварцитов непосредственно связано с инъекциями лейкогранитов, в которых кварциты образуются как автометасоматиты. На завершающем этапе образовывались гипергенные минералы.

Кварцевые тела в контурах минерализованной зоны являлись основными рудолокализующими элементами (ловушками). Максимальные концентрации и количества золота находятся именно в них.

Распределение благородных металлов крайне неравномерное. Кварцевые тела содержат небольшое количество магнезиально-железистого карбоната, хлорита и турмалина. Содержание рудных минералов варьирует в значительных интервалах, достигая в крайних значениях 5% и 40%. Визуально чаще всего отмечаются пирит в виде скоплений неправильной формы и галенит, образующий довольно крупные (до 0,8 см) скопления мелких индивидов. Золото макроскопически ориентировано вдоль тонких трещин в кварце и пространственно тяготеют к гидроокислам железа в верхней окисленной части. Микроскопически золото встречено двух разных генераций, которые отличаются как составом, так и ассоциациями. Золото, обнаруженнное в пирите, имеет более высокую пробность. Вторая генерация золота ассоциирует со сфалеритом (рис. 6, А) и располагается внерудной массе. Эту генерацию золота можно отнести к электруму.

Серебро в рудах также встречено в двух различных минеральных ассоциациях: фрейбергит из ассоциации со сфалеритом в полисульфидных рудах, а также сульфиды серебра — это штромейерит и жеффруаит в ассоциации с халькопиритом. Данные минеральные фазы встречены в оторочках обрастиания халькопирита и халькозина с точным повторением контура.

Широкое распространение никеля в рудах, а также наличие гипербазитов в структурах месторождения позволяет прогнозировать потенциал платиновой минерализации в рудах данного месторождения [Маракушев, 1994; Шведов, 2016].

Источником рудного вещества являются вмещающие породы, вовлеченные в тектоно-метасоматические

преобразования. В целом месторождение относится к модели метаморфогенно-гидротермального рудообразования. На это указывают следующие факторы:

- оруденение представлено зонами сближенных кварцевых жил и прожилков с вкрашенной сульфидной минерализацией;

- рудовмещающие протерозойские толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации;

- многостадийность рудообразования (золотоносной является рудная стадия);

- золото-кварц-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая формации.

Заключение. Месторождение Зун-Оспа относится к модели метаморфогенно-гидротермального рудообразования.

Высокие содержания кадмия (до 0,5 масс.%) в рудах подтверждают потенциальную перспективу вовлечения его как попутного компонента при отработке месторождения. Дополнительный интерес может представлять рений в молибдените, относящийся к дефицитному минеральному сырью для РФ и ранее на месторождении не описанный.

Золото на месторождении встречено двух основных генераций: более высокопробное золото приуроченное к пириту и его окислам (в верхней зоне месторождения); более низкопробное золото тяготеет к зонам распространения полисульфидных руд.

Серебро на месторождении также встречено в двух основных разновидностях: в виде сульфосоли (фрейбергит) и в виде сульфида серебра. При этом эти две генерации представляют разные ассоциации: фрейбергит тяготеет к сульфидам свинца и цинка, а сульфиды серебра встречены только в ассоциации с халькозином и халькопиритом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсентьев В.П. Краткий очерк тектоники Юго-Восточной части Восточного Саяна. Тр. Бурят. компл. НИИ СО АН СССР, сер. геол.-геогр. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд., 1960. Вып. 2. С. 39–50.
2. Грабежев А.И., Шагалов Е.С. Распределение рения в молибдените по результатам микрозондового сканирования (медно-порфровые месторождения, Урал) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 2. С. 233–237.
3. Дамдинов Б.Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 2. С. 23–38.
4. Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 3. С. 274–300.
5. Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В. Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Mo-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 2. С. 107–142.
6. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
7. Максимюк И.Е., Куликова И.М. Форма нахождения рения в молибдените из месторождений различных генетических типов // Записки Российской минералогического общества. 2013. Т. 142, № 2. С. 94–106.
8. Маракушев А.А. Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний химических элементов и формационные типы их месторождений // Платина России. Проблемы развития мильтально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 206–227.
9. Поселенов Т.В. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ по рудной зоне «Ананинская» за 2004–2012 гг. с подсчетом запасов золота и серебра на 01.01.2013. Улан-Удэ, Иркутск, 2012.
10. Шведов Г.И. Барков А.Ю., Олешикевич О.И. Рудные минеральные ассоциации в ультрамафитах массива Огнит, Иркутская область, Восточный Саян // Вестник Воронежского государственного университета. 2016. № 1. С. 49–60.
11. Юшко С.А. Методы лабораторного исследования руд: Учеб. пособие для вузов. 5-е изд. М.: Недра, 1984. 389 с.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 550.42

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-26-31

РАСТВОРИМОСТЬ CaF_2 В МОРСКОЙ ВОДЕ НОРМАЛЬНОЙ И ПОВЫШЕННОЙ СОЛЕНОСТИ (В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ФЛЮОРИТА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ)

Алла Витальевна Савенко¹✉, Виталий Савельевич Савенко²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alla_savenko@rambler.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vitaly_savenko@rambler.ru

Аннотация. Экспериментально изучена растворимость кристаллического и осажденного фторида кальция в морской воде и рассолах первых стадий ее испарительного концентрирования (до начала садки гипса и галита). Установлено, что во всем изученном диапазоне солености морская вода и ее дериваты сильно недосыщены по фториду кальция, что исключает его самопроизвольное осаждение в усыхающих изолированных морских бассейнах. Необходимым условием образования осадочного флюорита служит поступление в усыхающие морские бассейны значительных количеств растворенного фтора из внешних источников, которыми могут быть речной сток, вулканические эманации и гидротермальные растворы.

Ключевые слова: фторид кальция, морская вода, морские рассолы, растворимость, генезис

Для цитирования: Савенко А.В., Савенко В.С. Растворимость CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености (в связи с генезисом флюорита в осадочных породах) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 26–31.

THE SOLUBILITY OF CaF_2 IN SEAWATER OF NORMAL AND INCREASED SALINITY (ASSOCIATED WITH GENESIS OF FLUORITE IN SEDIMENTARY ROCKS)

Alla V. Savenko¹✉, Vitaliy S. Savenko²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alla_savenko@rambler.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vitaly_savenko@rambler.ru

Abstract. The solubility of crystalline and precipitated calcium fluoride in seawater and brines of the first stages of its evaporative concentration (before the beginning of gypsum and halite setting) was experimentally studied. It was established that in the entire studied range of salinity, seawater and its derivatives are strongly undersaturated by the calcium fluoride, which excludes its spontaneous precipitation in drying isolated sea basins. A necessary condition for the formation of sedimentary fluorite is the entry into the drying sea basins of significant amounts of dissolved fluorine from external sources, which can be river runoff, volcanic emanations, and hydrothermal solutions.

Keywords: calcium fluoride, seawater, sea brines, solubility, genesis

For citation: Savenko A.V., Savenko V.S. The solubility of CaF_2 in seawater of normal and increased salinity (associated with genesis of fluorite in sedimentary rocks). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 26–31. (In Russ.).

Введение. Флюорит, встречающийся в разных типах осадочных пород, наиболее распространен в отложениях, образовавшихся в условиях аридного климата на ранних стадиях осолонения эпиконтинентальных морских бассейнов или бессточных озерных систем. К таким породам относятся доломиты, доломитизированные известняки и мергели, гипсы и гипсоносные отложения разного литологического состава [Бушинский, 1936; Пустовалов, 1937; Казаков, Соколова, 1950; Волкова, 1953; Ферсман, 1953; Ходак, 1956; Абрамович, Нечаев, 1960; Кореневский, 1970; Фролов, 1993; Холдов, 2006]. При этом первичный сингенетический флюорит определенно приурочен к начальным этапам осолонения бассейнов осадконакопления, когда отлагаются карбонатные и гипсоносные

осадки [Батурина, 1938; Абрамович, Нечаев, 1960; Cook et al., 1985] при величине минерализации (солености) вод 40–150 г/л [Страхов, Борнеман-Старынкевич, 1946].

В проблеме генезиса осадочного флюорита важная роль отводится выяснению концентрации фтора в водах бассейнов осадконакопления, обеспечивающей возможность появления в осадках сингенетической фторидной минерализации. Авторы разных гипотез осадочного флюоритообразования, как правило, ограничиваются только указанием процессов, способных, по их мнению, повысить концентрацию фтора до уровня, достаточного для осаждения CaF_2 . Предполагается, что одним из таких процессов может быть испарение морской воды в условиях аридного климата, сопровождающееся

дополнительным поступлением фтора с водами речных притоков [Бушинский, 1936; Пустовалов, 1937; Казаков, Соколова, 1950], а другим — поступление мобильного фтора в составе продуктов вулканизма [Карпинский, 1915; Ферсман, 1953; Юдович и др., 1975; Юдович, Кетрис, 2011]. При этом равновесная с CaF_2 концентрация фтора в морской воде повышенной солености определялась, насколько нам известно, в единственной работе, выполненной более 70 лет назад [Казаков, Соколова, 1950]. Для уточнения условий образования осадочного флюорита авторами было выполнено экспериментальное определение растворимости CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености на первых, карбонатно-гипсовый стадиях эвaporитового процесса, когда по данным геологических наблюдений происходит отложение основных количеств этого минерала.

Методика экспериментов. Были проведены четыре серии экспериментов. В первой серии изучали растворимость кристаллического CaF_2 (природного гидротермального флюорита из Забайкалья) в разбавленных растворах $\text{CaCl}_2\text{--KCl}$ с целью определения произведения растворимости твердой фазы, использованной в дальнейших опытах. Навески по 0,8 г флюорита, растертого в агатовой ступке до состояния «пудры» с размером частиц <50 мкм, помещали в пластиковые емкости и добавляли туда по 80 мл разбавленных растворов $\text{CaCl}_2\text{--KCl}$ с постоянной ионной силой и переменной концентрацией растворенного кальция (табл. 1).

Во второй серии экспериментов изучали растворимость кристаллического флюорита в искусственной морской воде нормальной и повышенной солености (35–158 г/л), приготовленной в соответствии с данными о соотношении компонентов основного солевого состава в природной морской воде [Попов и др., 1979], но без добавления бикарбонатов (NaHCO_3), чтобы исключить возможность протекания побочной реакции образования CaCO_3 , которая может влиять на концентрацию растворенного кальция и, следовательно, на растворимость флюорита. Поскольку при $\text{pH}=4,5\text{--}11$ растворимость CaF_2 не зависит от кислотности среды, исключение

из состава морской воды NaHCO_3 принципиального значения не имело.

В третьей серии изучали растворимость CaF_2 , осажденного из морской воды нормальной и повышенной солености (35–158 г/л). При приготовлении морской воды разной солености навески солей первоначально растворяли в меньшем объеме (200 мл при необходимом объеме 250 мл/л) и во все модельные растворы дополнительно вносили 0,25 mM CaCl_2 . Далее к 200 мл полученных растворов добавляли по 50 мл 0,01 M NaF , в результате чего дополнительные количества CaCl_2 расходовались на образование CaF_2 , а концентрация растворенного кальция снижалась до величин, соответствующих содержанию в морской воде данной солености.

Наконец, в четвертой серии экспериментов изучали растворимость природного кристаллического флюорита в рассолах еще большей минерализации. Согласно данным М.Г. Валяшко [1962] об изменении состава морской воды в процессе испарительного сгущения, были приготовлены два основных рассола, один из которых соответствовал началу садки гипса (158 г/л), а другой — началу садки галита (345 г/л). Путем смешения этих рассолов в разных пропорциях были приготовлены промежуточные рассолы с минерализацией 203, 251 и 297 г/л.

Опыты проводили при комнатной температуре $23\pm1^\circ\text{C}$. Суспензии в течение 3 недель ежедневно по 7 ч перемешивали на шейкере (постоянство концентрации растворенного фтора в экспериментах с кристаллическим флюоритом достигалось через несколько суток), и после отстаивания отфильтровывали через мембранный фильтр с диаметром пор 0,22 мкм. В фильтрате определяли концентрацию фтора методом прямой потенциометрии с использованием фторидного ионселективного электрода «Элит-221» в присутствии ацетатного солевого буфера [Савенко, 1986]; содержание кальция, других главных катионов, хлоридов и сульфатов методом капиллярного электрофореза при разбавлении высокоминерализованных растворов 1:100–1:500 [Комарова, Каменцев, 2006]; величину щелочности $\text{Alk}\approx\text{HCO}_3^-$ объемным ацидиметрическим методом. Погрешность измерений не превышала $\pm 3\%$.

Таблица 1

Растворимость природного кристаллического CaF_2 (флюорита) в разбавленных растворах $\text{CaCl}_2\text{--KCl}$ при температуре $23\pm1^\circ\text{C}$

Навеска CaF_2 , г	Объем, мл			Ионная сила I	$\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$	γ_{F^-}	$[\text{Ca}^{2+}]_{\text{sat}}$	$[\text{F}^-]_{\text{sat}}$		$L_{\text{CaF}_2}^0 \times 10^{-11}$
	H_2O	1,06 M CaCl_2	3,2 M KCl					мM	мM	
0,8	78	0	2,0	0,08	0,462	0,824	0,36	0,749	14,23	6,34
0,8	78	0,4	1,6	0,08	0,462	0,824	5,58	0,188	3,57	6,19
0,8	78	0,8	1,2	0,08	0,462	0,824	10,88	0,135	2,57	6,23
0,8	78	1,2	0,8	0,08	0,462	0,824	16,13	0,112	2,13	6,35
0,8	78	1,6	0,4	0,08	0,462	0,824	21,68	0,096	1,82	6,27
0,8	78	2,0	0	0,08	0,462	0,824	26,90	0,086	1,63	6,25
								Среднее	$6,27\pm0,08$	

Результаты исследований и их обсуждение. Результаты определения растворимости кристаллического CaF_2 в разбавленных растворах $\text{CaCl}_2\text{-KCl}$ приведены в табл. 1. В соответствии со сведениями о константах устойчивости фторидных комплексов в водных растворах [Smith, Martell, 1976; Лурье, 1989], в условиях экспериментов явлениями комплексообразования можно пренебречь, и при нахождении термодинамического произведения растворимости $L_{\text{CaF}_2}^0$ допустимо ограничиться учетом коэффициентов активности свободных ионов кальция и фтора (γ_i):

$$L_{\text{CaF}_2}^0 = a_{\text{Ca}^{2+}(\text{sat})} a_{\text{F}^-(\text{sat})}^2 = [\text{Ca}^{2+}]_{\text{sat}} [\text{F}^-]_{\text{sat}}^2 \gamma_{\text{Ca}^{2+}} \gamma_{\text{F}^-}^2,$$

где a_i и $[i]$ — активность и общая молярная концентрация растворенного компонента i ; подстрочный индекс «sat» обозначает принадлежность к раствору, насыщенному по фториду кальция. Значения коэффициентов активности свободных ионов рассчитывались по полуэмпирическому уравнению Дэвиса [Робинсон, Стокс, 1963]:

$$\lg \gamma_i = -\frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} + 0,1z_i^2 I,$$

где z_i — заряд иона i ; I — ионная сила раствора; A — постоянная величина, равная 0,5115 при 25 °C. Экспериментальная оценка термодинамического произведения растворимости природного кристаллического CaF_2 составила $(6,27 \pm 0,08) \cdot 10^{-11}$, что удовлетворительно согласуется со справочными данными $(2,6\text{--}4,0) \cdot 10^{-11}$ [Smith, Martell, 1976; Кумок и др., 1983; Лурье, 1989]. Таким образом, использованную в опытах твердую фазу можно считать вполне репрезентативной.

В процессе старения растворимость свежесажденных фаз, как известно, уменьшается вследствие увеличения степени раскристаллизованности осадка. Кинетические эксперименты показали (табл. 2), что со временем происходит быстрое снижение растворимости осажденного из морской воды CaF_2 и примерно через 2 недели концентрация растворенного фтора становится близкой к постоянной. Поэтому при трехнедельной продолжительности опытов по изучению растворимости осажденного CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености эффектами старения можно пренебречь.

Таблица 2

Кинетика растворимости осажденного CaF_2 в морской воде с соленостью 35‰

Время, сут.	0,25	1	2	6	15	35
$[\text{F}^-]_{\text{sat}}$, мг/л	68,0	59,9	47,9	39,9	33,6	31,0

Возможность осаждения твердых фаз количественно характеризуется величиной степени насыщения раствора, которая определяется как отношение наблюдаемого произведения активностей

растворенных компонентов в степенях стехиометрических коэффициентов для данной твердой фазы к аналогичному произведению активностей в состоянии насыщения по этой твердой фазе (обозначено индексом «sat»). Поскольку растворение CaF_2 в морской воде почти не изменяет концентрацию ионов кальция и значения общих коэффициентов активности растворенных компонентов ($\bar{\gamma}_i$), степень насыщения по флюориту Ω_{CaF_2} с хорошим приближением равна квадрату отношения концентрации фтора в исследуемом растворе и в равновесии с CaF_2 :

$$\Omega_{\text{CaF}_2} = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} a_{\text{F}^-}^2}{a_{\text{Ca}^{2+}(\text{sat})} a_{\text{F}^-(\text{sat})}^2} = \frac{[\text{Ca}^{2+}] [\text{F}^-]^2 \bar{\gamma}_{\text{Ca}^{2+}} \bar{\gamma}_{\text{F}^-}^2}{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{sat}} [\text{F}^-]_{\text{sat}}^2 \bar{\gamma}_{\text{Ca}^{2+}(\text{sat})} \bar{\gamma}_{\text{F}^-(\text{sat})}^2} \approx \left(\frac{[\text{F}^-]}{[\text{F}^-]_{\text{sat}}} \right)^2. \quad (1)$$

Для нахождения степени насыщения с использованием экспериментально определенных значений $[\text{F}^-]_{\text{sat}}$ необходимо установить фактическую концентрацию фтора в водах (рапе) осолоняющихся бассейнов. К сожалению, для изолированных бассейнов, в которых происходит сгущение морской воды нормального (океанического) состава, такие данные в настоящее время практически отсутствуют. Поэтому принимая во внимание, что в процессе испарительного концентрирования хлориды остаются в растворе до начала садки галита, по величине отношения F/Cl в исходной морской воде можно определить концентрацию растворенных фторидов при заданной концентрации хлора:

$$[\text{F}^-]_{\text{br}} = \frac{[\text{F}^-]_{\text{sw}}}{[\text{Cl}^-]_{\text{sw}}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}} = k_{\text{F}/\text{Cl}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}}, \quad (2)$$

где индексы «sw» и «br» обозначают принадлежность к исходной морской воде и рапе (морской воде, сконцентрированной в процессе испарения), $[\text{F}^-]_{\text{sw}}/[\text{Cl}^-]_{\text{sw}} = k_{\text{F}/\text{Cl}} = 6,7 \cdot 10^{-5}$ — отношение концентраций фтора и хлора в исходной морской воде нормальной солености. Рассчитанная таким способом концентрация растворенного фтора является максимальной, так как некоторая, скорее всего, незначительная его часть может соосаждаться с автотонными хемогенными фазами — карбонатом кальция и гипсом. С учетом вышеизложенного, из (1) и (2) следует выражение для максимальной степени насыщения рапы относительно CaF_2 :

$$\Omega_{\text{CaF}_2}^{\max} = \left(\frac{k_{\text{F}/\text{Cl}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}}}{[\text{F}^-]_{\text{sat}}} \right)^2 = 4,50 \cdot 10^{-9} \left(\frac{[\text{Cl}^-]_{\text{br}}}{[\text{F}^-]_{\text{sat}}} \right)^2.$$

По данным предыдущих экспериментальных работ [Казаков, Соколова, 1950; Савенко, 1983], растворимость CaF_2 в морской воде возрастает при повышении температуры. При этом природная морская вода, содержащая 1,3 мг F/l , сильно недо-

Таблица 3

Концентрация фтора в морской воде с соленостью 35‰ в равновесии с CaF_2

Температура, °C	$[\text{F}^-]_{\text{sat}}$, мг/л	Ω_{CaF_2}	Ссылка
0	7,0	0,034	[Казаков, Соколова, 1950]
15	12,0	0,012	«
20	13,5 [*] –15,1 ^{**} , 23,4–29,4 ^{***}	0,0074–0,0093 0,0020–0,0031	[Савенко, 1983]

Примечания. * Фторид кальция, реактив «х.ч.»; ** природный гидротермальный флюорит; *** фторид кальция, осажденный из морской воды.

сыщена по фториду кальция: для начала осаждения CaF_2 необходимо увеличение содержания фтора в морской воде примерно в 20 раз, для сохранения кристаллического CaF_2 — в 10 раз (табл. 3).

Наши эксперименты (табл. 4; 5) подтвердили сильное недосыщение морской воды относительно CaF_2 и показали, что концентрация фтора в равновесии с осажденным фторидом кальция значительно превышает таковую в равновесии с кристаллической фазой (рис. 1). Во всем изученном диапазоне минерализации сохраняется условие $\Omega_{\text{CaF}_2}^{\max} << 1$. Увеличение минерализации морской воды до значения, при котором начинается садка гипса, приводит к относительно небольшому возрастанию степени насыщения. В рассолах, формирующихся на протяжении стадии садки гипса (до начала садки галита), дальнейший рост равновесной с CaF_2 концентрации фтора при увеличении минерализации сопровождается снижением степени насыщения по CaF_2 (рис. 2).

Таким образом, результаты проведенных экспериментов позволяют утверждать, что в усыхающих изолированных морских бассейнах на первых, карбонатно-гипсовых стадиях осолонения водная

Таблица 4

Растворимость CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености (до садки гипса)

Минерализация M , г/л	$[\text{F}^-]_{\text{sat}}$	$[\text{Cl}^-]$	$[\text{SO}_4^{2-}]$	$[\text{Na}^+]$	$[\text{K}^+]$	$[\text{Mg}^{2+}]$	$[\text{Ca}^{2+}]$	$\Omega_{\text{CaF}_2}^{\max}$
мг/л								
Природный кристаллический CaF_2 (флюорит)								
35,72	7,40	19830	2710	11030	409	1330	412	0,032
39,56	7,19	21970	3060	12140	461	1460	470	0,042
71,43	8,87	39660	5420	22050	818	2660	824	0,090
79,12	8,68	43940	6110	24280	923	2930	939	0,115
107,17	10,1	59490	8140	33080	1230	3990	1240	0,155
118,66	11,0	65910	9160	36410	1380	4390	1410	0,163
158,22	14,0	87880	12220	48550	1840	5850	1880	0,178
Осажденный CaF_2								
39,56	18,3	21970	3060	12140	461	1460	470	0,006
79,12	21,0	43940	6110	24280	923	2930	939	0,020
118,66	27,3	65910	9160	36410	1380	4390	1410	0,026
158,22	41,7	87880	12220	48550	1840	5850	1880	0,020

среда постоянно находится в состоянии сильного недосыщения по CaF_2 . Это означает невозможность образования в данных условиях осадочного флюорита, что противоречит геологическим наблюдениям, согласно которым основная его масса приурочена именно к карбонатным и гипсонасыщенным отложениям. Для устранения указанного противоречия необходимо допустить поступление в усыхающие бассейны значительных количеств растворенного фтора из внешних источников. Такими источниками могут быть приток речных вод [Бушинский, 1936; Пустовалов, 1937; Казаков, Соколова, 1950], поступление вулканических эманаций и гидротермальных растворов [Карпинский, 1915; Ферсман, 1953; Юдович и др., 1975; Юдович, Кетрис, 2011] и, возможно,

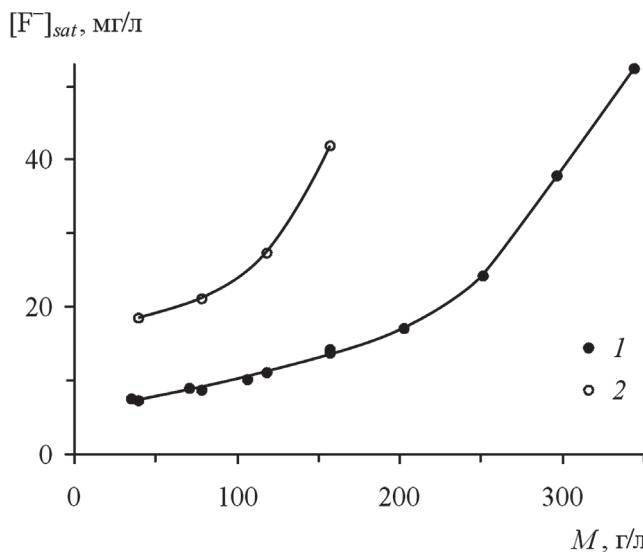


Рис. 1. Зависимость равновесной с CaF_2 концентрации фтора от минерализации рапы: 1 — природный кристаллический CaF_2 (флюорит), 2 — осажденный CaF_2

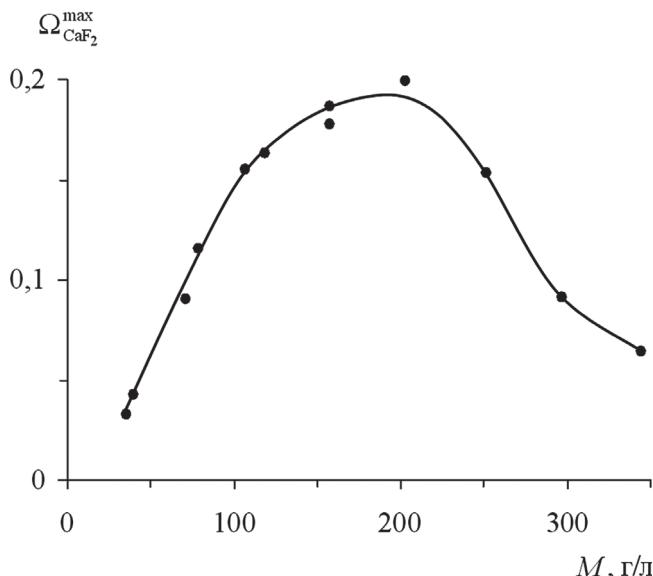


Рис. 2. Зависимость степени насыщения по CaF_2 от минерализации рапы

Таблица 5

**Растворимость кристаллического CaF_2 (флюорита)
в морской воде повышенной солености
(садка гипса до садки галита)**

Минерализация M , г/л	$[\text{F}^-]_{\text{sat}}$	$[\text{Cl}^-]$	$[\text{SO}_4^{2-}]$	$[\text{Na}^+]$	$[\text{K}^+]$	$[\text{Mg}^{2+}]$	$[\text{Ca}^{2+}]$	$\Omega_{\text{CaF}_2}^{\text{max}}$
	мг/л							
158,06	13,6 13,8	88220	12360	47560	1490	7140	1290	0,187
202,68	17,0 17,1	113350	15340	61440	1910	9630	1010	0,199
251,37	24,0 24,4	141240	18690	76340	2310	12090	699	0,153
296,77	36,8 38,5	168890	21200	89360	2760	14250	307	0,091
344,48	49,8 54,6	196480	24360	103740	3220	16480	198	0,064

*Примечание.** В числителе — опыты при отношении твердая фаза : раствор, равном 1 : 50, в знаменателе — при 1 : 20.

другие процессы. Выявление источников фтора при формировании отложений осадочного флюорита представляет сложную самостоятельную задачу, однако полученные экспериментальные данные позволяют приблизенно оценить соотношение масс фтора морской воды и внешних источников в эвапоритовых бассейнах для ранних стадий осолонения, предшествующих выпадению галита.

Если в осолоняющемся морском бассейне происходит отложение флюорита, содержание фтора в рапе должно соответствовать равновесной с этим минералом концентрации $[\text{F}^-]_{\text{sat}}$. В то же время максимальное количество фтора, которое могло накопиться в рапе в результате испарения собственно морской воды ($[\text{F}^-]_{\text{br}}$), согласно (2), равно $k_{\text{F}/\text{Cl}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}}$. По разности этих величин можно определить вклад дополнительных внешних источников фтора

$$\Delta[\text{F}^-] = [\text{F}^-]_{\text{sat}} - k_{\text{F}/\text{Cl}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}}$$

откуда получим их долю в общем количестве этого элемента:

$$\beta_{\text{F}^-} = 1 - \frac{k_{\text{F}/\text{Cl}} [\text{Cl}^-]_{\text{br}}}{[\text{F}^-]_{\text{sat}}}.$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Ю.М., Нечаев Ю.А. Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135, № 2. С. 114–115.
2. Батурина В.П. Флюорит в кунгурских известняках и доломитах Урало-Эмбинской области // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19, № 6–7. С. 503–506.
3. Бушинский Г.И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 5. С. 775–793.
4. Валианко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962.
5. Волкова Л.П. Флюорит в верхнепермских отложениях Башкирии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 6. С. 117.
6. Казаков А.В., Соколова Е.И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. Института геологических наук. Вып. 114. (№ 40). Геол. сер. М., 1950. С. 22–64.
7. Карпинский А.П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях // Изв. Императорской Академии наук. VI сер. 1915. Т. 9. Вып. 15. С. 1539–1558.

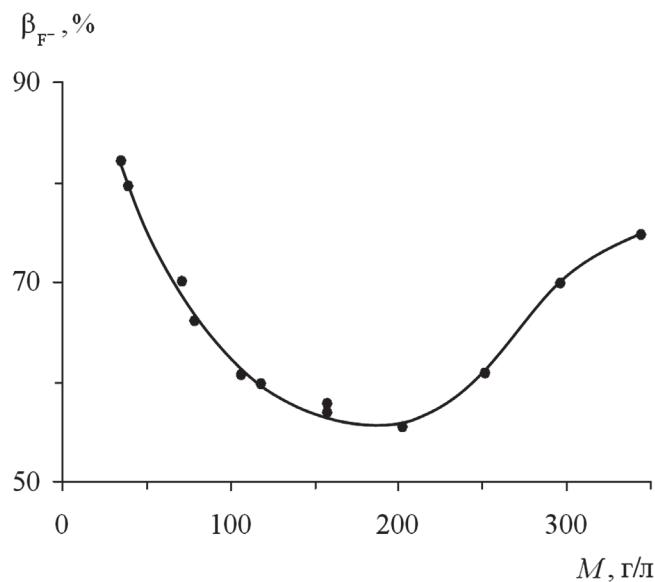


Рис. 3. Вклад внешних источников фтора, необходимый для образования хемогенного CaF_2 в осолоняющихся морских бассейнах с разной минерализацией рапы

По результатам экспериментов, во всем изученном диапазоне солености рассолов доля внешних источников фтора превышает долю морской воды, причем наибольший вклад последней (40–45%) характерен для минерализации рапы 120–240 г/л (рис. 3). Геологические наблюдения [Бушинский, 1936; Пустовалов, 1937; Казаков, Соколова, 1950] не противоречат этому выводу.

Заключение. Природная морская вода и растворы ее испарительного концентрирования до стадии начала садки галита сильно недосыщены по фториду кальция, что исключает его самопроизвольное осаждение в усыхающих изолированных морских бассейнах. Образование осадочного флюорита может происходить в усыхающих морских бассейнах, открытых для поступления дополнительных количеств фтора из внешних источников, которыми могут быть речной сток, вулканические эманации и гидротермальные растворы. На первых стадиях осолонения морских эвапоритовых бассейнов (до начала садки галита) поступление фтора из внешних источников превышает вклад, связанный с морской водой. Вклад фтора морской воды имеет максимальное значение (40–45%) при минерализации рапы 120–240 г/л.

8. Комарова Н.В., Каменцев Я.С. Практическое руководство по использованию систем капиллярного электрофореза «КАПЕЛЬ». СПб.: Веда, 2006.
9. Кореневский М.В. Флюорит в галогенных формациях и вмещающих их толщах // Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1970. С. 40–48.
10. Кумок В.Н., Кулешова О.М., Карабин Л.А. Произведение растворимости. Новосибирск: Наука СО, 1983.
11. Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989.
12. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода: Справочное руководство. М.: Наука, 1979.
13. Пустовалов Л.В. Ратовкит Верхнего Поволжья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
14. Робинсон Р., Стокс Р. Растворы электролитов. М.: ИЛ, 1963.
15. Савенко В.С. Об особенностях геохимии фтора в иловых водах осадков высокопродуктивных районов океана // Геохимия. 1983. № 12. С. 1791–1795.
16. Савенко В.С. Введение в ионометрию природных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.
17. Страхов Н.М., Борнеман-Старынкевич И.Д. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 262–274.
18. Ферсман А.Е. Геохимия России (1922) // Ферсман А.Е. Избр. труды. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 9–210.
19. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993.
20. Ходак Ю.А. О флюорите из нижнекембрийских пород Алданского района Якутской АССР // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106, № 3. С. 533–536.
21. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006.
22. Юдович Я.Э., Иванова Т.Н., Черных В.А. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 91–99.
23. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011.
24. Cook D.J., Randazzo A.F., Sprinkle C.L. Authigenic fluorite in dolomitic rocks of the Floridan aquifer // Geology. 1985. Vol. 13, № 6. P. 390–391.
25. Smith R.M., Martell A.E. Critical stability constants. Vol. 4. Inorganic complexes. N.Y.: Plenum Press, 1976.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 504.4.054:622.32
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-32-39

ПРИЧИНЫ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД ВЕРХНИХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВСЛЕДСТВИЕ РАЗРАБОТКИ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАТАРСКОГО СВОДА

Фарит Азатович Шарипов¹, **Татьяна Алексеевна Киреева²**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; farit.sharipov.2017@mail.ru[✉]
² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ta_kireeva@mail.ru

Аннотация. В статье рассмотрена проблема техногенного воздействия на воды верхних водоносных горизонтов на территории нефтяных и газовых месторождений Татарского свода. Обосновывается, что изменение химического состава вод пермских (казанских, татарских и уфимских) водоносных комплексов, выводящее их из хозяйствственно-питьевого водоснабжения, произошло вследствие разработки нефтегазовых месторождений. В работе представлены результаты анализа причин загрязнения водоносных комплексов, как следствие негерметичности эксплуатационных скважин, порывов на трубопроводах и неправильного захоронения нефтешлама.

Ключевые слова: микрокомпоненты, бром, цементный камень, добыча нефти, разработка нефтяных месторождений, заколонная циркуляция, устьевая арматура

Для цитирования: Шарипов Ф.А., Киреева Т.А. Причины техногенного загрязнения вод верхних водоносных горизонтов вследствие разработки нефтяных и газовых месторождений Татарского свода // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 32–39.

CAUSES OF TECHNOGENIC POLLUTION OF THE WATERS OF THE UPPER AQUIFERS AS A RESULT OF THE DEVELOPMENT OF OIL AND GAS FIELDS OF THE TATARSKOYE VAULT

Farit A. Sharipov¹, **Tatyana A. Kireeva²**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; farit.sharipov.2017@mail.ru[✉]
² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ta_kireeva@mail.ru

Abstract. The article considers the problem of technogenic impact on the waters of the upper aquifers in the territory of oil and gas fields of the Tatar arch. It is substantiated that the change in the chemical composition of the waters of the Upper Permian (Kazan and Ufa) aquifers, which removes them from the domestic and drinking water supply (HWS), occurred as a result of the development of oil and gas fields. The paper presents the results of an analysis of the causes of pollution of aquifers due to leaks in production wells, ruptures in pipelines and improper disposal of oil sludge.

Keywords: microcomponents, bromine, cement stone, oil production, oil field development, behind-the-casing circulation, wellhead fittings

For citation: Sharipov F.A., Kireeva T.A. Causes of technogenic pollution of the waters of the upper aquifers as a result of the development of oil and gas fields of the Tatarskoye vault. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 32–39. (In Russ.).

Введение. На сегодняшний день проблема дефицита питьевой воды и водных ресурсов, необходимых для технических нужд, стала одной из главных проблем, стоящей на международной повестке [Коллектив авторов ИМИ МГИМО(У) МИД России, 2011].

Резкий рост населения во многих странах в совокупности с уничтожением большинства природных экосистем привел к увеличению потребления водных ресурсов во всех отраслях жизнедеятельности. Запасы и ресурсы воды, необходимые как для функционирования промышленности, так и существования человечества, стали одними из самых главных полезных ископаемых для большинства стран.

Нефтегазовая промышленность потребляет большое количество водных ресурсов, так как воды необходимы для бурения скважин, функционирования системы поддержания пластового давления, подготовки и переработки нефти, проведения мероприятий для увеличения нефтеотдачи пластов. Однако разработка нефтяных и газовых месторождений может привести к ухудшению состояния зоны пресных вод из-за многочисленных аварий и нарушений в процессе добычи углеводородов.

В статье будет рассмотрено изменение химического состава вод верхних водоносных горизонтов территории нефтегазовых месторождений, относящихся к Татарскому своду, который расположен

на востоке Восточно-Европейской платформы, охватывающей территории восточной части Республика Татарстан, северной части Самарской области и юго-западный район Республики Башкортостан.

Татарская нефтегазоносная область (НГО) Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна приурочена к одноименному своду. На территории области располагается много крупных и уникальных нефтяных месторождений: Ромашкинское, Ново-Елховское, Бавлинское, Туймазинское, Шкаповское и др. Данные месторождения были введены в разработку еще в 1950-х годах и сейчас находятся на заключительной стадии эксплуатации. Многочисленные аварии (порывы на трубопроводах, негерметичность эксплуатационных колонн нагнетательных и добывающих скважин, неправильное захоронение углеводородных шламов) привели к техногенному загрязнению зоны пресных вод.

В связи с тем, что нефтяные месторождения Татарской нефтегазоносной области до сих пор находятся в разработке, необходимо провести оценку состояния верхних водоносных комплексов, полученных с наблюдательных скважин на территории Республик Татарстан и Башкортостан для выяснения механизмов загрязнения водоносных горизонтов.

Целью работы является установление факта техногенного загрязнения водоносных комплексов зоны активного водообмена и вызывающих его причин с последующим формирование рекомендаций для устранения проблемы на рассматриваемой территории. В дальнейшем полученный опыт позволит не допускать повторения ошибок в других районах нефтедобычи.

Фактические данные и полученные результаты. С целью определения техногенного загрязнения пермских водоносных комплексов проанализированы 19 проб пластовой воды на территории нефтяных месторождений Татарского свода (название месторождений привести невозможно, так как публикация названий месторождений запрещена недропользователями), компоненты и показатели которых (по макрокомпонентам) представлены в табл. 1. Все пробы воды относятся к пермским водоносным породам татарского, казанского, уфимского ярусов. Глубина отборов проб составляет от 12 до 60 м, водоносные комплексы относятся к зоне активного водообмена [Муслимов, 2007].

Водовмещающие породы казанско-татарского комплекса представлены песчаниками и известняками. Водоупорными породами являются глинистые отложения. Уфимский водоносный комплекс представлен преимущественно песчаниками [Муслимов, 2007].

Анализ данных и определение типов вод по классификации В.А. Сулина показал, что воды проб № 2.3, 3.1, 3.2, 4.1, 4.2, 6.1, 6.2, 7.1 и 7.2 имеют хлоридно-магниевый тип (ХМ), который свидетельствует о «морской» обстановке формирования раствора. По В.А. Сулину, ХМ тип вод образуется или в ре-

зультате промывки молодых морских отложений, или в результате концентрирования морских вод на поверхности, с последующим захоронением рапы, что не соответствует геологическим и палеогеологическим условиям изучаемых территорий Республик Башкортостан и Татарстан. Для проб № 1.1, 1.2, 2.1, 2.2, 3.3, 4.3, 5.1, 5.2, 5.3 и 6.3 по классификации Сулина В.А. был установлен хлоридно-кальциевый тип (ХК) вод, который образуется в глубинных максимально закрытых пластовых условиях и которому должна соответствовать минерализация раствора ($M_{общ}$) не менее 30–50 г/л [Карцев и др., 1992], что не соответствует минерализации проб, не превышающей 3,9 г/л. По классификации О.А. Алекина все отобранные пробы вод относятся к III типу, что указывает на «морской» генезис образования вод, который не характерен для рассматриваемого района.

В то же время, ХК тип вод является характерным генетическим типом для пластовых рассолов разрабатываемых нефтяных залежей рассматриваемого региона и может соответственно изменять тип пресных вод при их смешении с глубинными рассолами. Установление ХМ генетического типа для практических пресных вод может свидетельствовать о поступлении в верхние водоносные горизонты технических жидкостей, обогащенных магнием.

На территории Татарского свода преобладает умеренно континентальный климат, для которого характерно значительное количество атмосферных осадков (для рассматриваемой территории данный показатель составляет 500–600 мм/год) [Абдрахманов и др., 2007]. При данном количестве годовых осадков состав вод верхних водоносных комплексов (по преобладающим ионам) должен быть гидрокарбонатно-кальциевым или сульфатно-натриевым с $M_{общ}$ от 0,3 до 0,8 г/л. Такой состав вод подтверждается данными анализов ГУ Центра гигиенического надзора, отобранных в 2005 г. в районах, находящихся на удалении 10–15 км от нефтяных месторождений Республики Башкортостан (табл. 2). Воды, компоненты и показатели состава которых (по макрокомпонентам) представлены в табл. 2, по классификации В.А. Сулина относятся к сульфатно-натриевому типу (СН), т.е. к водам, образующимся в условиях континента в верхних частях разреза, в основном в результате инфильтрации атмосферных осадков [Всеволожский, 2007]. Поэтому можно с уверенностью заключить, что до разработки нефтяных и газовых месторождений гидрохимические условия территории соответствовали природно-климатическим условиям и не были техногенно нарушены.

Рассматриваемые анализы проб, взятые с сети опорных скважин в районах нефтедобычи (табл. 1), являются хлоридно-магниевыми и хлоридно-кальциевыми с преобладанием ионов хлора при $M_{общ}$ изменяющейся в пределах 0,6–4,24 г/л. Таким образом, низкая минерализация вод не соответствует их типу по классификации В.А. Сулина,

Таблица 1

Показатели химического состава исследованных вод на территориях нефтяных месторождений Татарского свода

№ образцов, дата отбора пробы	Глубина отбора, м	рН, ед.	M, г/дм ³	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	SO ₄ ²⁻	Формула Курлова	Тип воды по В.А. Сулину	Тип воды по О.А. Алекину		
				мг/дм ³										
Республика Башкортостан (западная часть Республики)														
№1.1. 10.2020	18	7,4	1,03	140	513	81,1	37	233	19	M _{1,03} Cl84 HCO ₃ 14 SO ₄ 2 Na59 Ca23 Mg18	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-натриевые III типа		
№1.2. 06.2022	18	7,3	3,9	50,3	2480	399	299	650	4,77	M _{3,9} Cl99 HCO ₃ 1 Na39 Mg34 Ca27	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-натриевые III типа		
№2.1. 11.2020	26	7,56	0,85	133	400	167	50	47	49	M _{0,85} Cl78 HCO ₃ 15 SO ₄ 7 Ca57 Mg29 Na14	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№2.2. 02.2021	26	7,9	0,94	179	431	148	65	74	40,8	M _{0,94} Cl76 HCO ₃ 19 SO ₄ 5 Ca46 Mg34 Na20	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№2.3. 05.2022	26	7,6	0,97	192	461	73,5	95	126	22	M _{0,97} Cl78 HCO ₃ 19 SO ₄ 3 Mg46 Na32 Ca22	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-магниевые III типа		
№3.1. 03.2020	25	7,12	4,24	365	2480	530	377	444	40,4	M _{4,24} Cl91 HCO ₃ 8 SO ₄ 1 Mg41 Ca34 Na25	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-магниевые III типа		
№3.2. 03.2021	25	7,73	2,17	155	1310	302	219	158	20	M _{2,17} Cl93 HCO ₃ 6 SO ₄ 1 Mg45 Ca38 Na17	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-магниевые III типа		
№3.3. 05.2022	25	7	2,9	174	1700	244	220	520	35,8	M _{2,9} Cl93 HCO ₃ 6 SO ₄ 1 Na43 Mg35 Ca22	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-натриевые III типа		
№4.1. 10.2020	60	7,11	1,5	441	353	193	103	110	266	M _{1,5} Cl44 HCO ₃ 32 SO ₄ 24 Ca42 Mg37 Na21	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№4.2. 08.2021	60	7,81	1,5	410	452	202	85	142	175	M _{1,5} Cl55 HCO ₃ 29 SO ₄ 16 Ca43 Mg30 Na27	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№4.3. 11.2022	60	7	1,28	381	395	254	83	23,5	139	M _{1,3} Cl55 HCO ₃ 31 SO ₄ 14 Ca62 Mg33 Na5	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-кальциевые III типа		
Республика Татарстан (юго-восточная часть Республики)														
№5.1. 02.2020	12	5,31	1,65	29	899	268	70	229	155	M _{1,65} Cl87 SO ₄ 11 HCO ₃ 2 Ca46 Na34 Mg20	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№5.2. 08.2021	12	5,13	2,19	153	1050	246	94	396	228	M _{2,2} Cl80 SO ₄ 13 HCO ₃ 7 Na46 Ca33 Mg21	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-натриевые III типа		
№5.3. 06.2022	12	6,4	2,66	6,1	1570	574	4,86	426	78	M _{2,66} Cl96 SO ₄ 4 Ca60 Na39 Mg1	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-кальциевые III типа		
№6.1. 02.2020	12	5,36	2,93	322	1520	117	78	846	40,8	M _{2,93} Cl87 HCO ₃ 11 SO ₄ 2 Na75 Mg13 Ca12	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-натриевые III типа		
№6.2. 11.2021	12	6,7	1,71	142	920	25,8	85	499	37,9	M _{1,71} Cl89 HCO ₃ 8 SO ₄ 3 Na72 Mg24 Ca4	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-натриевые III типа		
№6.3. 06.2022	12	8,1	2,22	111	1280	111	69	650	4,34	M _{2,22} Cl95 HCO ₃ 5 Na71 Mg15 Ca14	Хлоридно-кальциевый (XK)	Хлоридно-натриевые III типа		
№7.1. 09.2020	18	7,7	0,6	198	215	36,2	59	73	22,9	M _{0,6} Cl62 HCO ₃ 33 SO ₄ 5 Mg50 Na32 Ca18	Хлоридно-магниевый (XM)	Хлоридно-магниевые III типа		
№7.2. 09.2022	18	7,2	0,99	448	230	114	43,9	127	27,8	M _{0,99} HCO ₃ 51 Cl45 SO ₄ 4 Ca38 Na37 Mg25	Хлоридно-магниевый (XM)	Гидрокарбонатно-кальциевые III типа		

а резкое преобладание Cl-иона в анионном комплексе при M_{общ} менее 3 г/л не может наблюдаться у вод естественного происхождения [Всеволожский, 2007].

Также в некоторых анализах проб с той же сети опорных скважин (табл. 3) отмечаются значения Fe⁺², Li⁺, Sr⁺², Br⁻, превышающие ПДК для пресных вод хозяйствственно-питьевого водоснабжения (ХПВ), что указывает на возможное смешение глубинных рассолов с пресными водами зоны активного водообмена. По содержанию Li (ПДК равно 0,03 мг/л),

отмечается превышение допустимых концентраций в восьми пробах, причем в двух пробах отмечается превышение ПДК в 10 раз (до 0,20 и 0,26 мг/л). Значения ПДК для брома (ПДК равно 0,2 мг/л) превышены в восьми пробах, причем в двух пробах значительно (до 1,14 и 1,64 мг/л). Превышение допустимых концентраций Sr отмечено в трех пробах, максимально до 12,7 мг/л (ПДК равно 7 мг/л). Концентрации Fe выше ПДК (ПДК равно 0,3 мг/л) отмечаются в пяти пробах, максимальные значения в двух пробах равны 4,15 мг/л.

Таблица 2

Показатели химического состава вод на территории Республики Башкортостан по данным анализов ГУ Центра госсанэпидемнадзора

Населен- ный пункт	M, г/дм ³	рН	Компоненты, мг/л							Формула Курлова	Тип воды по В.А. Сулину	Тип воды по О.А. Алекину
			HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	N ⁺	K ⁺			
г. Октябрь- ский	0,95	6,9	378	320	45	160	51	43,7		M _{0,95} SO ₄ 47 HCO ₃ 44 Cl9 Ca57 Mg30 Na13	Сульфатно- натриевые (CH)	Сульфатно- кальциевые II типа
г. Туймазы	1,7	7,3	360	727	32	306	70	55,4	2,2	M _{1,7} SO ₄ 69 HCO ₃ 27 Cl4 Ca65 Mg25 Na10	Сульфатно- натриевые (CH)	Сульфатно- кальциевые III типа
г. Белебей	0,44	7,4	298	27,8	14,5	60,7	26,8	16		M _{0,44} HCO ₃ 83 SO ₄ 10 Cl7 Ca51 Mg37 Na12	Сульфатно- натриевые (CH)	Карбонатно- кальциевые II типа

Таблица 3

Содержание нормируемых элементов по анализам, полученных с сети опорных скважин, располагающихся на территории нефтегазовых месторождений

Наблюдатель- ные скважины, № проб	Глубина отбора, м	Минерализация (сухой остаток)		Fe общее	Нефтепродукты	pH	Li	Sr	Mn	Br
		мг/дм ³	мг/дм ³	мг/дм ³	ед.	мг/дм ³				
Республика Башкортостан (западная часть Республики)										
№ 1.1	18	1026		0,68	0,027	7,4	0,196	0,257	<0,005	0,205
№ 1.2	18	3900		4,15	0,03	7,3	<0,015	12,7	<0,005	<0,005
№ 2.1	26	846		0,077	0,026	7,56	0,073	0,402	<0,005	0,264
№ 2.2	26	940		0,059	0,021	7,9	<0,015	3,63	<0,005	0,236
№ 2.3	26	970		0,06	0,02	7,6	0,02	1,7	<0,005	<0,05
№ 3.1	25	4238		0,042	0,031	7,12	0,042	9,2	<0,005	<0,05
№ 3.2	25	2168		0,087	0,014	7,73	<0,015	3,42	<0,005	<0,05
№ 3.3	25	2890		0,31	0,02	7	<0,015	1,61	<0,005	<0,05
№ 4.1	60	1477		0,117	0,013	7,11	0,051	3,39	<0,005	0,311
№ 4.2	60	1473		0,097	0,014	7,81	0,0163	6,9	<0,005	0,44
№ 4.3	60	1280		0,03	0,01	7	<0,015	6,61	<0,005	<0,05
Республика Татарстан (юго-восточная часть Республики)										
№ 5.1	12	1654		0,278	0,034	5,31	0,049	9,2	<0,005	1,64
№ 5.2	12	2185		0,135	0,014	5,13	<0,015	5,28	<0,005	0,209
№ 5.3	12	2660		4,15	0,02	6,4	<0,015	7,4	<0,005	0,06
№ 6.1	12	2928		0,06	0,03	5,36	0,072	3,46	0,005	0,21
№ 6.2	12	1712		0,062	0,014	6,7	<0,015	6,75	<0,005	0,184
№ 6.3	12	2220		1,25	0,02	8,1	<0,015	1,65	<0,005	1,14
№ 7.1	18	607		0,068	0,021	7,7	0,048	0,313	<0,005	0,109
№ 7.2	18	990		0,17	0,04	7,2	0,26	1,41	<0,005	<0,05

Присутствие концентраций Fe^{+2} и Sr^{+2} выше ПДК по нескольким скважинам не может являться достоверным доказательством смешения глубинных рассолов с пресными верхнепермскими водоносными комплексами, так как содержание этих элементов свыше ПДК в пресных и почти пресных водах ($M_{\text{общ}}$ около 2 г/л) может иметь природное происхождение [Крайнов и др., 2004].

Содержание брома в пресных водах должно находиться в пределах 0,001–0,025 мг/л, а содержание лития не превышать 0,0002–0,005 мг/л [Шварцев, 1998], поэтому содержание Li и Br выше ПДК для вод ХПВ, однозначно указывает на проникновение глубинных рассолов в близ поверхностные воды, что может происходить только в результате техногенного загрязнения при разработке нефтяных и газовых залежей.

Таким образом, можно считать установленным, что на территории нефтяных месторождений Республики Татарстан и Башкортостан происходит связанное с добычей углеводородов загрязнение пресных вод, выражющееся в увеличении $M_{\text{общ}}$, изменении генетического типа воды и увеличении содержания токсичных элементов.

В результате техногенного загрязнения воды пермских карбонатно-терригенных отложений из пресных гидрокарбонат-кальциевых со значениями $M_{\text{общ}}$ не более 0,8 г/л стали солоноватыми водами ХМ и ХК типа с минерализацией более 2 г/л (до 4,24 г/л). В связи с загрязнением пресных вод районы нефтедобычи на сегодняшний день испытывают проблемы с подземным питьевым и техническим водоснабжением [Абдрахманов, 2005].

Результаты исследований и рекомендации. Техногенное загрязнение казанско-татарских водоносных комплексов на территории Татарского НГО выявляется по некоторым критериям:

- несоответствие морского ХМ и глубинного ХК генезиса вод (по классификациям по В.А. Сулина и О.А. Алекина) физико-климатическим условиям территории и глубине залегания вод (до 100 м);

- изменение типа вод с СН (по данным 2005 г.), что соответствует физико-климатическим условиям территории и глубине залегания вод, на ХК или ХМ тип вод сети опорных скважин;

- наличие в некоторых пробах вод верхних водоносных горизонтов содержаний брома и лития выше ПДК, повышенные концентрации которых характерны только для глубинных рассолов.

Установление техногенного загрязнения водоносных комплексов зоны активного водообмена из-за добычи углеводородов представляет возможность рассмотреть возможные механизмы загрязнения пресных вод.

С точки зрения разработки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений можно предположить, что загрязнение пресных вод связано или с проникновением глубинных рассолов в пресные водоносные комплексы вследствие негерметичности

скважин (загрязнение «снизу»), или инфильтрации пластового флюида из-за порывов на трубопроводах, неправильного захоронения нефтяных шламов, газонефтеvodопроявлений при бурении скважин и их ремонте, утечек флюида ввиду отсутствия должного обслуживания устьевой арматуры скважин (загрязнение «сверху»).

Большинство месторождений Татарского свода на сегодняшний день находится на завершающей стадии разработки, для которой характерна изношенность добывающих и нагнетательных скважин [Ваганов и др., 2017]. Изношенность горных выработок связана как с длительной разработкой нефтегазовых залежей, так и с воздействием на цементный камень и эксплуатационную колонну физических (влияние знакопеременных температур) и химических (выщелачивание, солевая, углекислая и сероводородная коррозии) явлений [Русинов и др., 2017]. Ввиду воздействия агрессивных компонентов пластовых вод происходит разрушение цементного кольца, ухудшение сцепки между колонной и цементным кольцом и образование щелей в эксплуатационной колонне. Особенно данные явления проявляются на нагнетательных скважинах, так как на месторождениях, вступивших в стадию разработки в прошлом веке, в полной мере не использовались пакерные компоновки, необходимые для разобщения определенных интервалов скважин. В свою очередь неблагоприятное техническое состояние эксплуатационных скважин, образовавшееся в результате длительной добычи нефти и газа, приводит к возникновению заколонной циркуляции (ЗКЦ). Из-за ЗКЦ при высоких скоростях фильтрации, образовавшихся в результате разрушения цементного камня, становится возможным переток пластового флюида в вышележащие горизонты, вплоть до земной поверхности [Абдрахманов и др., 2007]. Описанный механизм объясняет наличие в составе вод, взятых с сети опорных скважин, высокие содержания ионов хлора, не характерных для грунтовых вод. Также на процесс проникновения глубинных рассолов из-за ЗКЦ указывают концентрации лития и брома, превышающие возможные природные значения для пресных вод верхних водоносных горизонтов, что возможно только при смешении с глубинными рассолами.

Нельзя не упомянуть тот факт, что впервые метод заводнения был внедрен на месторождениях Татарского свода — Туймазинском, Ромашкинском, Бавлинском и Шкаповском [Чоловский и др., 2006]. Источниками водоснабжения при внедрении системы поддержания пластового давления в 1940-е годы являлись поверхностные пресные источники (реки, озера). В результате разбавления глубинных рассолов пресными водами в условиях бескислотной среды (отмечается на глубинах свыше 1500 м) и привноса «дополнительного» сульфат-иона в глубинные воды, в которых содержание SO_4^{2-} резко сокращено (по сравнению с поверхностными



Рис. 1. Открытый нефтешламовый амбар на территории одного из месторождений Татарской НГО

водами), создались благоприятные условия для процесса сульфатредукции — восстановление сульфатов при окислении нефти, что приводит к образованию техногенного сероводорода (H_2S), который является коррозионно-опасным компонентом. Ярким примером коррозии нефтепромыслового оборудования является сокращение срока работы клапанов глубинных насосов до двух-трех недель на Ромашкинском нефтяном месторождении, где до начала эксплуатации в нефтеносных отложениях совсем не было сероводорода, но в результате заводнения пресными водами и начавшегося процесса сульфатредукции в терригенных девонских отложениях образование сероводорода приобрело катастрофические масштабы [Карцев и др., 1992]. Установлено, что в низкотемпературных условиях (до 100 °C) сероводород имеет только биогенное происхождение [Назина и др., 2004], т.е. образуется в результате жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий.

В составе вод, используемых для поддержания пластового давления на нефтяных месторождениях Татарского свода (табл. 4), отмечается высокое содержание как сероводорода, так и углекислого газа, который также является результатом реакций биогенной сульфатредукции. Из-за нахождения в воде этих агрессивных газов происходит коррозия нефтепромыслового оборудования, что влечет за собой порывы трубопроводов. На территориях Республики Башкортостан и Татарстан такие порывы происходят ежегодно. Так, 21.03.2023 в результате порыва на трубопроводе в Республике Татарстан пластовый флюид (смесь подтоварной

воды с углеводородами) попал как на почвы, так и в реку Степной Зай.

Изливы пластовых флюидов на поверхность сопровождаются их инфильтрацией в грунтовые воды и далее в воды первых напорных горизонтов, содержащие пресные воды, тем самым вызывая их загрязнение.

Рассматривая механизм инфильтрации флюида с поверхности в водоносные комплексы, кроме прорывов нефтепроводов, также необходимо учитывать другие факторы: наличие на территориях нефтегазовых месторождений неликвидированных нефтешламовых амбаров без изоляции; утечки нефти и пластовой воды на поверхность по устьевой арматуре скважин.

Одной из главных проблем старых регионов нефтедобычи, к которым относится Татарская НГО, является наличие многочисленных открытых шламовых амбаров без гидроизоляции. Практически на каждом крупном месторождении остались нефтешламовые амбары, куда сбрасываются образовавшиеся нефтяные шламы. В результате попадания атмосферных осадков происходит прорыв стенок амбаров, сброс токсичных жидкостей на рельеф и неконтролируемое загрязнение водоносных комплексов (рис. 1).

Утечки пластового флюида вследствие изношенности устьевой арматуры происходят довольно часто (на некоторых месторождениях рассматриваемой территории утечки происходят даже на консервированных скважинах), также причиной утечек может являться несвоевременная замена устьевого сальника (СУСГ), необходимого для герметизации



Рис. 2. Утечка пластового флюида из-за изношенности устьевого сальника (СУСГ) на одном из месторождений Татарской НГО

утья скважины (рис. 2). Возможно, утечки вследствие несвоевременного обслуживания устьевой арматуры не дают большой масштаб распространения, но с учетом того, что на территории Татарского свода

располагается более 12 000 скважин, в сумме стоит рассматривать данный процесс как вполне возможный механизм загрязнения водоносных комплексов.

Вероятно, техногенное воздействие происходит из-за совокупности рассматриваемых процессов загрязнения, т.е. «сверху» и «снизу». Но в приведенных анализах проб отмечаются низкие значения содержания нефтепродуктов. Возможно, это связано с преобладанием процесса инфильтрации «сверху» пластового флюида (нефть с подтоварной водой), так как в результате данного механизма происходит адсорбция нефтепродуктов глинистыми минералами почв, когда как при вертикальной миграции глубинных рассолов вследствие ЗКЦ адсорбция углеводородных компонентов не происходит.

Также для выявления механизма загрязнения была проанализирована зависимость $M_{\text{общ}}$ воды от глубины отбора пробы (рис. 3). Можно заметить уменьшение значений $M_{\text{общ}}$ с глубиной: для пробы № 4.1, 4.2, 4.3 (глубина 60 м) $M_{\text{общ}}$ составляет 1,28 г/л до 1,5 г/л, а для пробы № 3.1 (глубина 25 м) она равна 4,24 г/л. Это свидетельствует о фильтрации более высоко минерализованных вод с поверхности. Поэтому можно предположить, что техногенное загрязнение происходит вследствие действия обоих механизмов: вертикальная миграция пластового флюида вследствие заколонных перетоков и инфильтрация с поверхности с преобладанием поверхностных процессов загрязнения.

С целью снижения техногенного загрязнения на нефтяных месторождениях Татарского свода предлагаются осуществлять следующие мероприятия:

- 1) увеличение периодичности промысловых геофизических исследований скважин на предмет наличия ЗКЦ;
 - 2) применение цемента с добавлением гипса или ангидрита при ремонтно-изоляционных работах

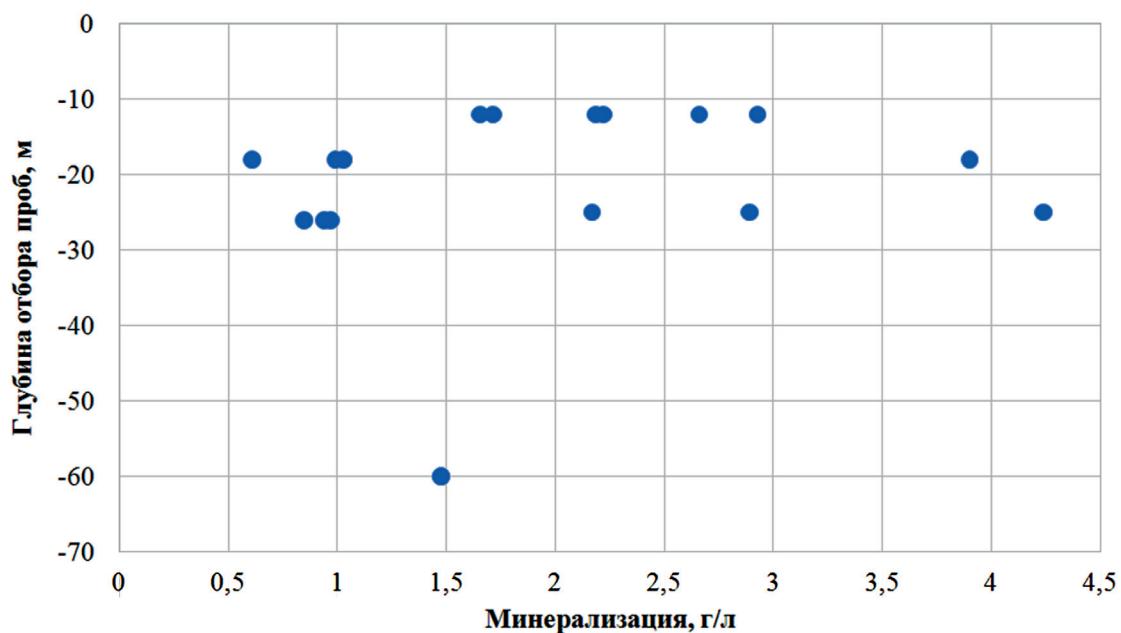


Рис. 3. Зависимость минерализации ($M_{\text{общ}}$) от глубины отбора проб

Таблица 4

Пробы воды, взятых с блочных кустовых насосных станций (БКНС) на одном из месторождений Татарского свода

№	Дата и место отбора пробы	Плотность г/см ³	Состав воды в мг-экв/л							рН	О	CO ₂	H ₂ S	Fe ⁽³⁺⁾
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	сумма					
1	БКНС, 03.02.21	1,158	4509	5,72	0,8	599	214	3702	9030	5,94	0,2	10	4,6	14,36
2	БКНС, 03.02.21	1,151	4245	8,33	3	432	165	3660	8513	6,12	0,4	55	9,1	7,45

с целью уменьшения воздействия сероводородной коррозии [Аззамов и др., 1998];

- 3) ликвидация и рекультивация открытых шламовых амбаров без гидроизоляции;
- 4) закачка в скважины и трубопроводы антибактериальных реагентов или различных химических реагентов с целью минимизации воздействия сероводорода на стальные конструкции [Коханчик, 2019];

5) обслуживание устьевой арматуры скважин в соответствии с регламентом работ.

Выводы. 1. Химический состав пресных вод водоносных комплексов пород пермского возраста на территории Татарского свода изменен относительно природных фоновых значений, что проявляется в увеличении M_{общ} до 3,9 г/л, изменении генетического типа вод с CH на XH и XM (по классификации В.А. Сулина) и в появлении ряда нормируемых элементов (Fe, Li, Sr, Br) в количестве выше ПДК для вод ХПВ.

2. Выявленное изменение химического состава водоносных комплексов пород пермского возраста

произошло вследствие техногенного загрязнения в результате разработки нефтегазовых месторождений.

3. Загрязнение водоносных комплексов происходит как в результате вертикальной миграции глубинных рассолов вследствие ЗКЦ, так и за счет инфильтрации в почвы пластовых флюидов из-за порывов на трубопроводах, утечках на кустовых площадках и неправильного захоронения нефтешламов.

4. Вероятно, преобладающим является механизм инфильтрации пластового флюида с поверхности.

5. Сформулированы рекомендации по минимизации техногенного воздействия на пресные воды рассматриваемой территории: увеличение периодичности проведения ПГИ на предмет наличия ЗКЦ, применение цементов с добавлением гипса и ангидрита при ремонтно-изоляционных работах, ликвидация открытых шламовых амбаров, закачка в скважины и трубопроводы антибактериальных компонентов, обслуживание устьевой арматуры в соответствии с регламентом работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.
2. Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р. Пресные воды Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2007. 184 с.
3. Аззамов Ф.А., Измухамбетов Б.С., Каримов Н.Х., Мавлютов М.Р. Повышение долговечности тампонажного камня в агрессивных флюидах нефтяных и газовых скважин. Издание Самарского филиала секции «Строительство» РИА. Самара, 1998. 272 с.
4. Ваганов Ю.В., Кустышев А.В., Леонтьев Д.С. Аварийно-восстановительные работы в осложненных условиях эксплуатации скважин // Нефтяное хозяйство. 2017. № 2. С. 85–87.
5. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 440 с.
6. Кацев А.А., Вагин С.Б., Шугрин В.П. Нефтегазовая гидрогеология. М.: Недра, 1992. 207 с.
7. Киреева Т.А. Нефтегазопромысловая гидрохимия: Учебное пособие. М.: МАКС Пресс, 2017. 224 с.
8. Коллектив авторов ИМИ МГИМО(У) МИД России. Проблема пресной воды: глобальный контекст политики России // Вестник МГИМО — Университета. 2011. № 3(18). С. 45–52.
9. Коханчик Я.А. Воздействие сульфатвосстановливающих бактерий на объекты нефтегазового комплекса и методы подавления их жизнедеятельности // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2019. № 2 (287). С. 34–39.
10. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 677 с.
11. Муслимов Р.Х. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений: В 2 т. Т.1. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 2007. 316 с.
12. Назина Т.Н., Беляева С.С. Биологическое и метаболическое разнообразие микроорганизмов нефтяных месторождений // Труды Института микробиологии им. С.Н. Виноградского. Юбилейный сборник к 70-летию Института. М.: Наука, 2004. С. 289–316.
13. Русинов Д.Ю., Мелехин А.А. Исследование коррозионной стойкости тампонажного камня с добавкой микроцемента // Нефтяное хозяйство. 2017. № 2. С. 54–56.
14. Шварцев С.Л. Гидрохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 288 с.
15. Чоловский И.П., Иванова М.М., Брагин Ю.И. Нефтегазопромысловая геология залежей. М.: Изд-во «Нефть и газ». РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2006. 675 с.

Статья поступила в редакцию 02.03.2023, одобрена после рецензирования 12.05.2023, принята к публикации 12.08.2023

УДК 550.348.098.64

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-40-45

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РОССИИ В 2022 ГОДУ

**Алексей Александрович Маловичко¹✉, Марина Викторовна Коломиец²,
Александр Иванович Рузайкин³**

¹ Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия; amal@gsras.ru✉

² Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия; kolmar@gsras.ru

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; a.ruzaykin@yandex.ru

Аннотация. В работе представлены результаты мониторинга сейсмичности для основных сейсмоактивных регионов России: Кавказа, Восточно-Европейской платформы, Арктики, Алтая и Саян, Прибайкалья и Забайкалья; Приамурья и Приморья; Сахалина, Курило-Охотского региона, Якутии, Северо-Востока России и Чукотки, Камчатки и Командорских островов в 2022 г. Для каждого региона приведены каталоги наиболее значимых и ощущимых землетрясений с параметрами гипоцентров и магнитуд, полученными по данным обработки инструментальных наблюдений. Проанализировано проявление макросейсмического эффекта от большинства ощущимых землетрясений (с $I \geq 2,5$ баллов по шкале ШСИ-2017), произошедших на территории России. Представленные в рукописи материалы носят ознакомительный характер для специалистов в области сейсмологии и сейсмотектоники. Она призвана оперативно (до выхода тематических обзорных сборников, посвященных землетрясениям России) ознакомить читателей с имеющейся обзорной информацией о сейсмичности России в 2022 г.

Ключевые слова: сейсмические станции, сейсмологический мониторинг, магнитуда, макросейсмический эффект

Для цитирования: Маловичко А.А., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмологический мониторинг России в 2022 году // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 40–45.

SEISMOLOGICAL MONITORING OF RUSSIA IN 2022

Alexey A. Malovichko¹✉, Marina V. Kolomiyets², Alexander I. Ruzaykin³

¹ Geophysical Survey of RAS, Obninsk, Russia; amal@gsras.ru✉

² Geophysical Survey of RAS, Obninsk, Russia; kolmar@gsras.ru

³ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; a.ruzaykin@yandex.ru

Abstract. The paper presents the results of seismicity monitoring for the main seismically active regions of Russia: the Caucasus, the East European Platform, the Arctic, Altai and Sayan, the Baikal and Transbaikalia; Amur and Primorye; Sakhalin, the Kuril-Okhotsk region, Yakutia, Northeast Russia and Chukotka, Kamchatka and the Commander Islands in 2022. For each region, catalogs of the most significant and perceptible earthquakes are given with the parameters of hypocenters and magnitudes obtained from the processing of instrumental observations. The manifestation of the macroseismic effect from the majority of tangible earthquakes (with $I \geq 2.5$ points on the SSI-2017 scale) that occurred on the territory of Russia is analyzed. The materials presented in the manuscript are for informational purposes for specialists in the field of seismology and seismotectonics. It is designed to promptly (before the release of thematic review collections devoted to earthquakes in Russia) to acquaint readers with the available overview information on the seismicity of Russia in 2022.

Keywords: seismic stations, seismological monitoring, magnitude, macroseismic effect

For citation: Malovichko A.A., Kolomiyets M.V., Ruzaykin A.I. Seismological monitoring of Russia in 2022. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 40–45. (In Russ.).

Введение. В 2022 г. ФИЦ ЕГС РАН были продолжены работы по проведению сейсмического мониторинга территории России [База..., 2023; Виноградов и др., 2021, 2022a]. Этот сейсмологический мониторинг необходим для контроля сейсмической обстановки для различных грунтов. В получении сейсмических данных и их обработке участвовали 364 сейсмостанции и 11 региональных информационно-обрабатывающих центров, расположенных во всех сейсмоактивных регионах России.

В проведении регионального мониторинга различных регионов Российской Федерации принимали

также участие сейсмические станции, принадлежащие другим организациям Российской академии наук (Горный институт Уральского отделения (УрО) г. Пермь, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН г. Архангельск, Институт геологии Коми НЦ УрО г. Сыктывкар, Институт динамики геосфер г. Москва). Мониторинг сейсмических процессов на территории Воронежского кристаллического массива и на территории Красноярского края осуществлялся с использованием сейсмических станций, принадлежащих Воронеж-

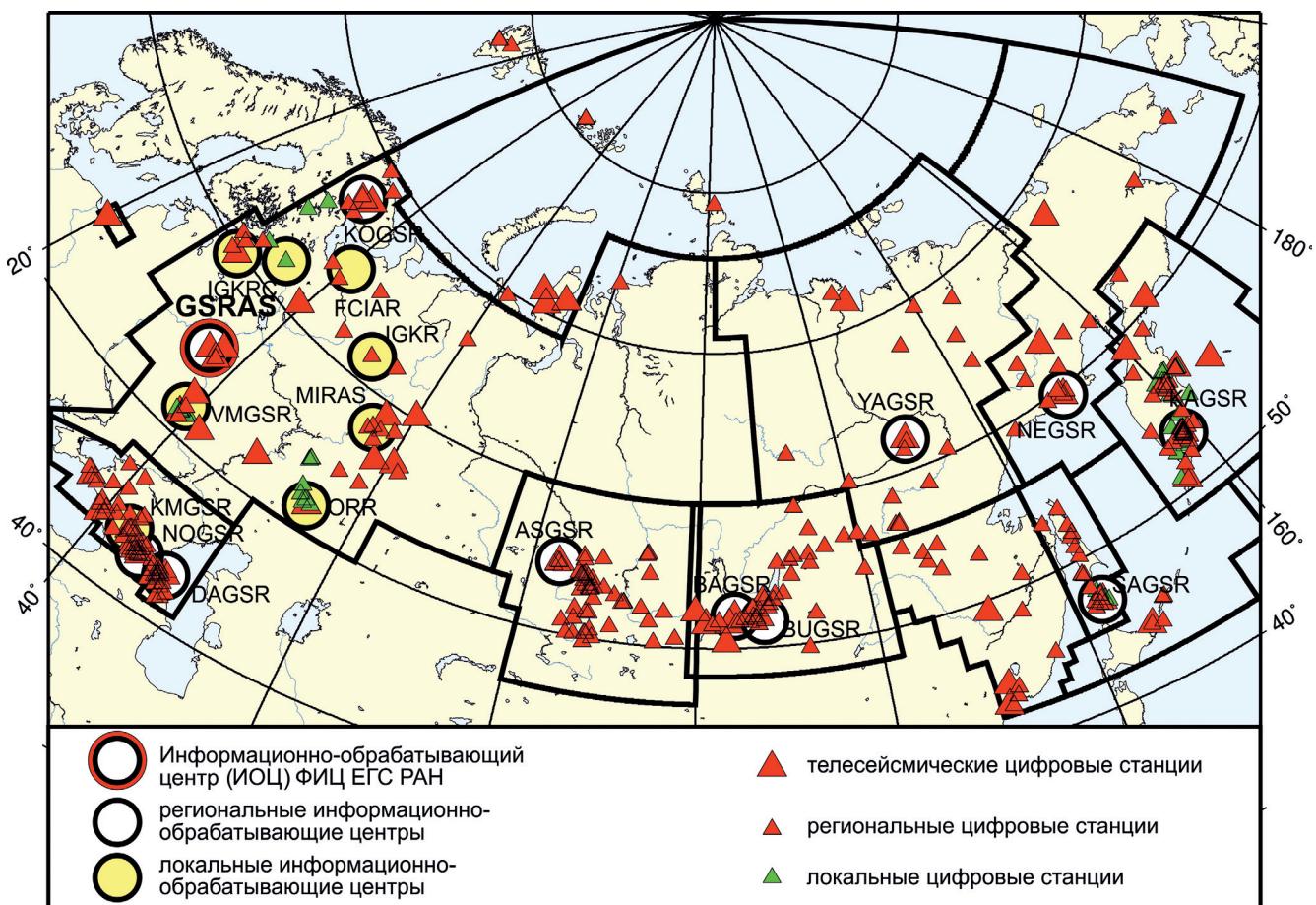


Рис. 1. Карта расположения на территории России сейсмических станций, данные которых были использованы при определении параметров землетрясений

скому государственному университету и Краевому государственному бюджетному учреждению «Центр реализации мероприятий по природопользованию и охране окружающей среды Красноярского края».

Структура наблюдательной сейсмологической сети. В 2022 г. структура наблюдательной сейсмологической сети ФИЦ ЕГС РАН в основном сохранилась. На рис. 1 приведена карта расположения на территории России сейсмических станций, данные которых были использованы при определении параметров землетрясений в ФИЦ ЕГС РАН. Жирные черные линии показывают контуры 11 сейсмоактивных регионов России согласно принятой в ФИЦ ЕГС РАН регионализации [Землетрясения..., 2022] с небольшой корректировкой авторов.

Материал и методы исследований. Обработка сейсмологических данных в системе ФИЦ ЕГС РАН осуществляется в принятых ранее рамках с привлечением данных пяти филиалах — Камчатском (г. Петропавловск-Камчатский), Сахалинском (г. Южно-Сахалинск), Байкальском (г. Иркутск), Алтае-Саянском (г. Новосибирск) и Северо-Осетинском (г. Владикавказ) [ГОСТ..., 2017; Землетрясения..., 2022] в двух режимах — срочном (ближком к реальному времени) и текущем.

Срочный режим обработки осуществляют Службы срочных донесений (ССД), функцио-

нирующие в г. Обнинске, а также в пяти филиалах — Камчатском (г. Петропавловск-Камчатский), Сахалинском (г. Южно-Сахалинск), Байкальском (г. Иркутск), Алтае-Саянском (г. Новосибирск) и Северо-Осетинском (г. Владикавказ). ССД в г. Обнинск осуществляет непрерывный мониторинг сейсмичности территории России и Земного шара, а ССД филиалов — региональный мониторинг. Камчатский и Сахалинский филиалы ФИЦ ЕГС РАН также обеспечивают функционирование сейсмической подсистемы в рамках Федеральной системы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России.

В ССД в течение 10–20 минут осуществляется обработка всех поступающих в режиме реального времени сейсмологических данных и формируются срочные донесения для оповещения центральных и местных органов исполнительной власти, а также структур МЧС о произошедших землетрясениях и их возможных последствиях. В случае сильных и разрушительных землетрясений эта информация обеспечивает принятие экстренных мер по оказанию помощи пострадавшим районам, спасению жизни людей и ликвидации последствий стихийного бедствия.

Уточнения гипоцентров проводятся с привлечением данных с опорных и региональных станций, в станционные сводки при наличии включаются

Список наиболее значимых ($m_b \geq 3,5$) землетрясений на территории России и сопредельных арктических регионов в 2022 г.

Дата Время (чч:мин:сс)	Широта, град	Долгота, град	Глуби- на, км	m_b (M_S)	I_0 , баллы
Западный Кавказ					
02.03.2022 19:55:59	43,62	39,48	5	3,9	4
22.05.2022 02:50:17	43,52	39,94	"-	3,7	"-
30.05.2022 14:28:42	43,53	39,75	"-	3,8	"-
16.06.2022 03:50:25	44,63	37,1	10	4	3
03.07.2022 23:45:18	43,41	43,64	"-	4,3	3,5–4
18.07.2022 10:33:22	42,95	44,87	2	3,9	5–5,5
29.10.2022 09:59:14	44,8	39,83	10	4,2	3,5
20.12.2022 10:04:12	43,55	39,75	5	3,5	3–4
31.12.2022 05:00:18	44,72	37,12	10	4,1	4–5
Восточный Кавказ					
21.01.2022 16:07:30	42,92	47,96	10	4,2	3
09.02.2022 12:26:22	43,3	45,22	"-	4,7	4–5
14.03.2022 01:15:46	42,61	45,38	5	4,6	5,5
03.09.2022 15:42:58	42,87	47,72	"-	3,5	3
08.12.2022 06:42:15	42,17	46,8	30	5,6	5–6
Восточно-Европейская платформа, Урал и Западная Сибирь					
05.03.2022 00:13:25	67,68	34,15	2	4,4	5
23.12.2022 11:11:01	60,51	60,13	10	4,3	3,5–4
Арктический регион					
05.01.2022 00:46:01*	76,19	124,99	10	5,1	5,5–6
17.01.2022 03:31:53**	85,13	91,79	10	4,8	4,5–5
17.01.2022 03:36:13**	85,11	92,41	10	4,9	5–5,5
08.02.2022 09:26:43**	84,08	106,33	25	4,2	2–2,5
08.02.2022 09:52:05**	84,29	107,17	25	4,7	3–3,5
08.02.2022 19:48:20**	84,25	107,19	25	4,5	2,5–3
13.05.2022 21:54:59**	86,94	65,63	10	4,4	4
17.05.2022 22:15:52**	86,67	64,04	10	4,4	4
17.07.2022 18:02:13**	84,98	96,47	10	4,6	4,5
Юг Сибири					
15.02.2022 05:01:50	51,31	93,04	10	5,1	5,5–6
30.03.2022 12:28:36	52,21	92,84	"-	4,5	4–4,5
05.07.2022 08:47:25	53,75	88,04	5	4,4	5
11.10.2022 12:57:53	54,71	76,36	20	4,5	3–3,5
23.10.2022 23:07:18	60,99	165,55	10	4,5	4–4,5
Прибайкалье и Забайкалье					
09.01.2022 09:04:07	52,14	105,89	10	4	4
04.02.2022 13:14:54	51,36	100,25	"-	4,1	3–3,5
04.02.2022 16:50:49	51,34	100,28	"-	4	3
27.02.2022 04:18:43	52,73	100,88	"-	3,9	"-
03.03.2022 10:50:04	52,2	106,48	"-	4	4
06.03.2022 23:56:19	51,33	100,21	"-	4,4	"-
14.04.2022 03:33:47	56,16	112,81	"-	4,7	4,5–5
14.04.2022 22:17:49	53,41	107,33	"-	3,6	3–4
08.06.2022 12:24:19	52,12	105,77	"-	5,4 (5,2)	7–7,5
09.06.2022 22:36:14	52,71	106,83	"-	4,1	4–5
11.06.2022 05:46:36	56,35	113,18	"-	4,4	4
17.06.2022 22:22:34	52,28	106,04	"-	3,9	3

Дата Время (чч:мин:сс)	Широта, град	Долгота, град	Глуби- на, км	m_b (M_S)	I_0 , баллы
27.07.2022 06:09:45	53,36	110,16	"-	3,8	3–4
29.07.2022 13:01:14	50,46	90,58	"-	5,6 (5,3)	7–7,5
21.08.2022 02:56:04	54,97	110,66	"-	4,9	5–5,5
25.08.2022 15:18:16	51,68	100,65	"-	4	3
29.08.2022 14:05:11	56,25	112,83	5	3,4	4
30.08.2022 00:34:24	52,07	105,69	10	3,8	2,5–3
03.09.2022 04:36:20	56,81	117,42	"-	4,8	4,5–5
12.09.2022 06:56:52	51,6	102,09	"-	4,3	3,5–4
19.09.2022 06:07:52	56,73	117,54	"-	4,4	4
20.09.2022 22:49:58	53,75	109,8	"-	4,2	5
14.10.2022 00:53:54	52,08	105,63	"-	5,0 (5,1)	5–6
14.10.2022 20:31:16	55,82	110,87	"-	3,7	3
25.10.2022 00:33:33	51,7	104,73	"-	4,2	4
01.11.2022 23:04:26	54,68	110,82	"-	3,9	2,5–3
11.11.2022 07:25:17	51,71	105,83	"-	4,7	4
15.11.2022 00:24:03	51,1	100,03	"-	4,6	4,5
19.11.2022 06:57:59	56,39	113,29	"-	4,5	4
21.11.2022 05:40:35	52,58	106,49	"-	4,1	"-
06.12.2022 14:40:18	51,28	100,04	"-	4,5	4–4,5
07.12.2022 10:55:03	53,22	107,78	"-	3,6	3
Сахалин и прилегающие акватории					
18.01.2022 04:57:49	47,37	142,42	10	4,6	4,5
05.02.2022 21:18:52	52,61	143,36	20	5,7	6
08.02.2022 22:29:03	48,52	142,42	10	5	5–5,5
09.02.2022 12:16:53	46,63	142,16	"-	3,9	3
24.03.2022 21:52:28	52,13	143,72	"-	5	5–5,5
01.04.2022 21:49:17	49,35	144,65	"-	4,6	4,5
26.05.2022 03:48:26	51,15	142,32	"-	4,1	3–3,5
09.09.2022 09:01:53	54,86	142,42	"-	5,2	5,5–6
Курило-Охотский регион					
15.01.2022 14:41:58	43,17	146,24	70	4,8	2
20.01.2022 23:59:38	44,11	148,12	60	5,3	3–3,5
22.01.2022 04:05:47*	43,5	145,64	90	4,2	
28.01.2022 13:31:13	44,51	147,05	110	4,5	3–4
25.02.2022 11:10:29	44,57	148,06	60	4,3	4
19.03.2022 02:11:38	44,49	149,19	50	4,6	2
23.03.2022 00:28:19	45,32	149,28	33	4,2	2
23.03.2022 11:27:43	43,92	147,87	40	4,5	2–2,5
23.03.2022 23:40:48*	44,52	145,96	10	4,2	3,5
31.03.2022 18:19:29	46,11	151,06	110	5,3	3–4
18.04.2022 10:33:31	45,09	147,26	10	4	3
24.04.2022 01:35:02**	46,14	152,7	33	6,4 (5,8)	6–6,5
19.06.2022 20:26:32	44,62	147,92	110	5,2	3–4
26.06.2022 05:50:58	43,89	148,32	33	4,5	2–2,5
09.07.2022 03:28:55*	43,36	145,53	60	4,5	
29.07.2022 16:39:19	44,08	149,26	33	5,6 (5,2)	5–5,5
07.08.2022 13:40:42	43,81	148,11	50	5,9 (5,5)	5–6
14.08.2022 03:45:14	43,9	146	20	3,7	3

Дата Время (чч:мин:сс)	Широта, град	Долгота, град	Глуби- на, км	m_b (M_S)	I_0 , баллы
13.10.2022 06:20:44	44,77	150,41	40	5,2	3,5–4
27.10.2022 18:01:10	44,4	146,6	120	5	4
28.10.2022 04:54:07	43,79	146,19	10	3,9	3
06.11.2022 04:23:34	43,26	146,73	50	5,5(5,1)	4,5–5
13.11.2022 08:16:50	44,05	148,19	40	5,3	4
20.11.2022 09:17:24*	43,02	144,73	50	5,1	3–3,5

Примечание. *Море Лаптевых; **район хр. Гаккеля. В таблице приведено деление на регионы, принятые в каталоге ССД ФИЦ ЕГС РАН с небольшими авторскими изменениями.

макросейсмические данные. Для анализа большого количества сравнительно слабых землетрясений, а также афтершоков, возникающих после сильных землетрясений, привлекаются данные зарубежных станций. Принципы работы ССД г. Обнинск подробно описаны в работах [Маловичко, Старовойт, 2013; Старовойт и др., 2018].

Текущий режим обработки, при котором используются данные более 950 сейсмических станций, как российских, так и мировой сети, обеспечивает выпуск сейсмологических каталогов и бюллетеней ФИЦ ЕГС РАН.

С 2015 г. в Центральном отделении ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск) успешно функционирует автома-

тизированная система сбора и анализа макросейсмических данных об ощущимых землетрясениях на территории России в режиме реального времени с использованием сети Интернет [Маловичко и др., 2014], которая позволяет повысить оперативность получения информации об интенсивности ощущимых землетрясений и масштабах последствий при реализации сильных и катастрофических землетрясений на территории России и стран СНГ.

Результатом обработки полученных материалов является сейсмический каталог ССД ФИЦ ЕГС РАН, данные которого открыто опубликованы [База..., 2023] и использованы в настоящей работе в качестве анализируемого материала.

Результаты и их обсуждение. В целом на территории России и вблизи ее границ в 2022 г., по данным ССД ФИЦ ЕГС РАН, при проведении сейсмического мониторинга зафиксировано 624 землетрясения (в 2021 — 700, в 2020 г. — 651) с $m_b \geq 3,1$, в том числе землетрясений ощущимых на территории России 125, в 2021 г. — 140, в 2020 г. — 101. В таблице приведены параметры наиболее значимых ($m_b \geq 3,5$) землетрясений на территории России в 2022 г. [База..., 2023].

На рис. 2 приведено расположение эпицентров наиболее значимых землетрясений на территории Российской Федерации и сопредельных арктических регионов в 2022 г.

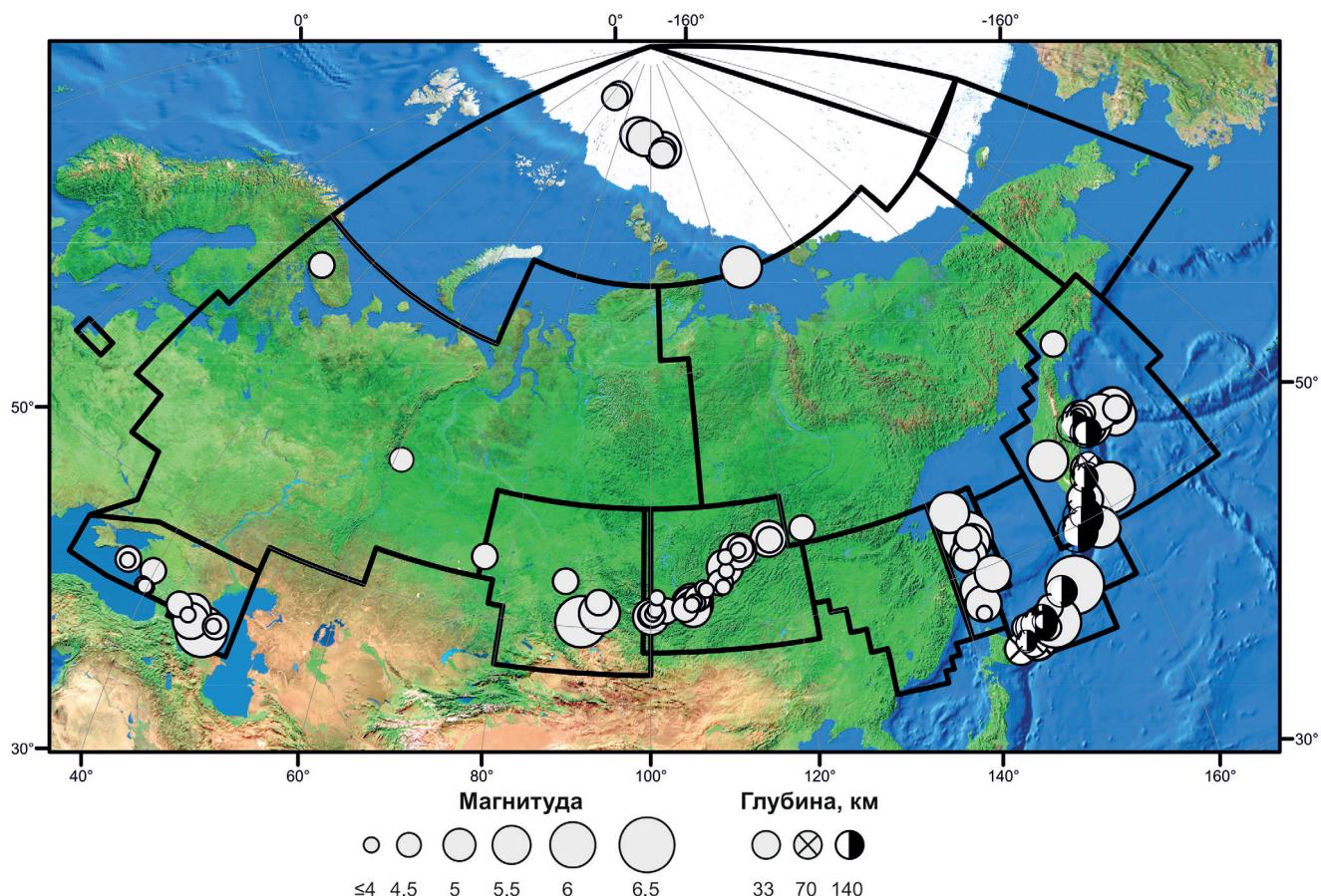


Рис. 2. Расположение эпицентров наиболее значимых землетрясений на территории Российской Федерации и сопредельных арктических регионов в 2022 году (по данным, приведенным в таблице). Черные линии — контуры 11 сейсмоактивных регионов России

Рассмотрим результаты изучения сейсмичности на территории Российской Федерации, полученные в основных сейсмоактивных регионах России (и сопредельных арктических) в направлении с запада на восток.

В 2022 г. в районе Крыма не было зарегистрировано ни одного землетрясения с $m_b \geq 3,5$.

На территории региона Западного Кавказа и в прилегающей акватории Черного моря в 2022 г. было зафиксировано 31 землетрясение с $m_b \geq 3,1$, из них 9 ощущимых с $m_b \geq 3,5$ (см. таблицу). Самое сильное землетрясение за 2022 г. с $m_b = 4,3$ произошло 3 июля на территории Кабардино-Балкарии и вызвало интенсивность сотрясений в населенных пунктах: Нальчик, Кашхатай — 3–4 балла; Тырныауз, Каменка — 3 балла; Кисловодск, Пятигорск — 2–3 балла; Железноводск, Они (Грузия) — 2 балла по шкале ШСИ-2017 [ГОСТ..., 2017; Виноградов и др., 2022а].

В 2022 г. на территории региона Восточного Кавказа зафиксировано 71 землетрясение с $m_b \geq 3,2$, из них 5 ощущимых с $m_b \geq 3,5$ (см. таблицу). Самое сильное землетрясение региона произошло 8 декабря 2022 г. на территории Республики Дагестан с $m_b = 5,6$. Оно вызвало интенсивность сотрясений в населенных пунктах: Бацада, Рутгуджа, Чох — 6 баллов; Гуниб — 5–6 баллов; Хунзах, Цуриб, Гергебиль, Аракани, Кумух, Унцукуль, Сергокала, Уркарах, Шамилькала, Акуша — 5 баллов; Махачкала, Буйнакск, Ботлих, Леваши, Нижнее Казанище — 4–5 баллов; Кизилюрт, Избербаш, Каспийск, Чиркей, Дагестанские Огни, Касумкент, Ахты, Карабудахкент — 4 балла; Новый Чиркей, Тавушская обл. (Армения), Лорийская обл. (Армения) — 3–4 балла; Грозный, Хасавюрт, Дербент, Кизляр, Бабаюрт, Каякент, Гянджа (Азербайджан), Загатала (Азербайджан), Газах (Азербайджан), Тбилиси (Грузия), Гегаркуникская обл. (Армения) — 3 балла; Пятигорск — 2–3 балла; Владикавказ, Гудермес, Карабулак — 2 балла [Виноградов и др., 2022а].

На обширной, но слабосейсмичной территории Восточно-Европейской платформы, Урала и Западной Сибири в 2022 г. зафиксировано 2 землетрясения с $m_b \geq 4,3$, из них одно ощущимое с $m_b = 4,4$ зарегистрировано 5 марта на территории Кольского полуострова в Мурманской области и вызвало интенсивность сотрясений в населенных пунктах: Коашва — 5 баллов; Кировск — 4 балла; Апатиты, Мончегорск — 3 балла; Полярные Зори, Североморск — 2 балла [Виноградов и др., 2022б].

В Арктическом регионе в 2022 г. на территории зоны ответственности Российской Федерации было зарегистрировано 9 землетрясений с $m_b \geq 4,2$, из них 8 землетрясений с эпицентрами, расположенными в районе хребта Гаккеля и одно с эпицентром, расположенным в море Лаптевых (см. табл.).

В районе архипелага Шпицберген вне зоны ответственности Российской Федерации было зарегистрировано 6 землетрясений с $m_b \geq 4,2$.

В южной части Сибири в пределах Горного Алтая и Саян и пограничной области России и Монголии

в 2022 г. было зарегистрировано 32 землетрясения с $m_b \geq 3,6$, из них 5 ощущимых с $m_b \geq 4,4$ (см. табл.). Самое сильное землетрясение за 2022 г. с $m_b = 5,6$ ($M_S = 5,3$) произошло 29 июля в Республике Тыва с интенсивностью сотрясения в населенных пунктах: Мугур-Аксы — 3–4 балла; Горно-Алтайск — 3 балла; Междуреченск, Барнаул, Новокузнецк, Заринск, Бийск — 2–3 балла; Новосибирск, Саяногорск — 2 балла [Каталог..., 2022].

На территории Прибайкалья и Забайкалья в рассматриваемый период наблюдений произошло 54 землетрясения с $m_b \geq 3,4$ (14 на территории Монголии), из них 32 ощущимых (6 на территории Монголии) (см. таблицу). Самое сильное землетрясение произошло 8 июня 2022 г. с магнитудой $m_b = 5,4$ ($M_S = 5,2$). Его эпицентр располагался в акватории озера Байкал и вызвало интенсивность сотрясений в населенных пунктах: Шигаево — 6 баллов; Большое Голоустное, Кабанск — 5–6 баллов; Иркутск, Листвянка, Шелехов, Каменск, Новолисиха, Тырган, Куда, Куйтун, Солзан — 5 баллов, Ангарск, Усолье-Сибирское, Свирск, Улан-Удэ, Нижний Саянтуй, Петровск-Забайкальский, Никола, Максимовщина, Олха, Мегет, Маркова — 4–5 баллов; Закаменск, Залари, Байкальск, Мордино, Белореченский, Кутулик, Баклаши — 4 балла; Бозой, Железнодорожник — 3–4 балла; Онгурены, Железногорск-Илимский, Киренск — 3 балла; Улан-Батор (Монголия) — 2–3 балла; Чита, Саянск, Усть-Кут — 2 балла [Каталог..., 2022].

В 2022 г. на территории Приамурья и Приморья зафиксировано 4 землетрясения с $m_b \geq 4,5$, ощущимых не было. Два землетрясения зафиксированы на глубинах $h = 365, 520$ км, остальные на глубине $h = 10$ км.

На о. Сахалин и в прилегающей акватории Охотского моря в 2022 г. было зафиксировано 14 землетрясений с $m_b \geq 3,9$, из них 10 ощущимых (см. таблицу). Самое сильное землетрясение произошло 5 февраля с $m_b = 5,7$ на восточном побережье острова Сахалин, и вызвало интенсивность сотрясений в населенных пунктах: Вал — 4 балла; Оха — 3–4 балла; Ноглики, Тунгорт, Некрасовка — 3 балла; Восточное, Эхаби — 2–3 балла; Москальво — 2 балла [Виноградов и др., 2022б]. Два из зарегистрированных землетрясений произошли на глубинах $h = 320, 340$ км, остальные на глубинах $h = 10–20$ км.

В 2022 г. на территории Курило-Охотского региона зарегистрированы 211 землетрясений с магнитудой $m_b \geq 3,7$, из них — 26 ощущимых землетрясений, которые сопровождались сейсмическими воздействиями в близлежащих населенных пунктах с силой до 5 баллов (см. таблицу). Самое сильное землетрясение произошло 24 апреля 2022 г. с $m_b = 6,4$ ($M_S = 5,8$) в Тихом океане восточнее Курильских островов. Эпицентр землетрясения располагался далеко от населенных пунктов, поэтому сведений об ощущимости не поступало.

В 2022 г. на обширной территории, включающей Якутию, Северо-Восток России и Чукотку, зареги-

стрировано 7 землетрясений с $m_b \geq 4,2$, из них — одно ощущимое землетрясение 12 мая с магнитудой $m_b = 4,5$ вызвало интенсивность сотрясений в населенном пункте Тында силой 2 балла [Виноградов и др., 2022а].

В 2022 г. на территории Камчатки, Северо-Курильских и Командорских островов зафиксировано 189 землетрясений с $m_b \geq 3,6$, из них — 36 землетрясений сопровождались сейсмическими воздействиями в близлежащих населенных пунктах с силой до 4–5 баллов [Виноградов и др., 2022б] (см. таблицу). Самые сильные землетрясения на глубинах очага $h \leq 70$ км произошли 29 июля с $m_b = 6,0$ ($M_s = 5,3$) в Тихом океане у восточного побережья Камчатки, ощущалось в Северо-Курильске силой 2–3 балла и 20 сентября в районе Командорских островов, ощущалось в Никольском силой 4 балла [ГОСТ..., 2017; Каталог землетрясений..., 2023].

Выходы. 2022 г. оказался весьма спокойным в сейсмическом отношении на территории России. Девятый год подряд (2014–2022) не было зарегистрировано событий (как природных, так и техногенных), сопоставимых с Охотоморским землетрясением 2013 г. Продолжился афтершоковый процесс от сильного Хубсугульского землетрясения 11 января 2021 г. с $M_s = 7,2$ на территории Монголии на границе с Россией. В районе Прибайкалья и Забайкалья отмечены наиболее сильные (с интенсивностью

7 баллов) за весь 2022 г. Всего за период с 1 января по 31 декабря в оперативном режиме Службой срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН было зарегистрировано 624 землетрясения с $m_b \geq 3,1$ на территории России и вблизи ее границ.

Самым сильным по магнитуде на территории РФ оказалось землетрясение, произошедшее 24 апреля на глубине $h = 33$ км с $m_b = 6,4$ ($M_s = 5,8$) в Тихом океане восточнее Курильских островов.

Самыми сильными по воздействию стали землетрясения, произошедшие 8 июня в акватории озера Байкал на глубине $h = 10$ км с $m_b = 5,4$ ($M_s = 5,2$) и 8 декабря на территории Республики Дагестан на глубине $h = 30$ км с $m_b = 5,6$ и вызвали интенсивность сотрясений в близлежащих населенных пунктах силой до 6 баллов.

Макросейсмические проявления в 2022 г. были отмечены для 125 землетрясений в 538 населенных пунктах России. Этот показатель ниже аналогичного показателя за 2021 г. (140 землетрясений проявились для 670 населенных пунктов). Представленные материалы могут быть полезны в качестве вспомогательных данных для инженерно-геологических изысканий, в том числе для оценки и параметризации сейсмических воздействий и уточнения сейсмоопасных районов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Госзаданий ЕГС РАН и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. База данных «Землетрясения» Службы срочных донесений. Информационные ресурсы ФИЦ ЕГС РАН. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/new/infres/> (дата обращения: 13.01.2023).
2. Виноградов Ю.А., Рыжикова М.И., Петрова Н.В. и др. Сильные землетрясения земного шара в II полугодии 2022 г. по данным ССД ФИЦ ЕГС РАН // Российский сейсмологический журнал. 2022а. Т. 5, № 1. С. 7–25.
3. Виноградов Ю.А., Рыжикова М.И., Петрова Н.В. и др. Сильные землетрясения земного шара в I полугодии 2022 г. по данным ССД ФИЦ ЕГС РАН // Российский сейсмологический журнал. 2022б. Т. 4, № 3. С. 7–24.
4. Виноградов Ю.А., Рыжикова М.И., Пойгина С.Г. и др. Сильные землетрясения земного шара в I полугодии 2021 г. по данным ФИЦ ЕГС РАН // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3, № 3. С. 7–27.
5. ГОСТ Р 57546-2017. Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности. М.: Стандартинформ, 2017. 28 с.
6. Землетрясения России в 2021 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022. 218 с.
7. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г. — наст. вр.) URL:<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php> (дата обращения: 11.01.2023).
8. Каталог землетрясений текущего года// Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН URL:<http://www.seis-bykl.ru/modules.php?name=Main&nowear=nowear#cat> (дата обращения: 31.12.2022).
9. Маловичко А.А., Диденко В.И., Яцало Б.И. Автоматизированная система и анализа макросейсмических данных об ощущимых землетрясениях в режиме реального времени // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Мат-лы Девятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 209–213.
10. Маловичко А.А., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2019 году // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2020. № 3. С. 139–148.
11. Маловичко А.А., Старовойт О.Е. Геофизическая служба РАН: состояние и развитие // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века / Отв. ред. А.О. Гликко. М.: Янус-К, 2013. С. 45–56.
12. Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2012 году. // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2014. № 5. С. 450–456.
13. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В. и др. Служба срочных донесений ГС РАН // Землетрясения Северной Евразии в 2012 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. С. 257–263.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 624.131.43

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-46-57

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АНДЕЗИТОВ ВОСТОЧНО-ПАУЖЕТСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ ПОД ДЕЙСТВИЕМ АРГИЛЛИЗАЦИИ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

**Илья Евгеньевич Большаков¹✉, Юлия Владимировна Фролова²,
Сергей Николаевич Рычагов³, Михаил Сергеевич Чернов⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bolshakov.ilya.210@yandex.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ju_frolova@mail.ru

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; rychsn@kscnet.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; miha.chernov@yandex.ru

Аннотация. Исследованы особенности преобразования андезитов Восточно-Паужетского термального поля под действием процесса аргиллизации на ряде образцов различной степени измененности, отобранных из буровых скважин и из обнажений вблизи исследуемого объекта. Выявлены основные закономерности изменения минерального состава и физико-механических свойств андезитов. Составлена принципиальная схема строения термального поля в разрезе, согласно которой снизу вверх выделяются три горизонта, отражающие увеличение степени гидротермального преобразования — измененные андезиты, метасоматические брекции и гидротермальные глины.

Ключевые слова: аргиллизация, андезит, термальное поле, Камчатка, физико-механические свойства, гидротермальные изменения, вторичные минералы

Для цитирования: Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. Закономерности изменения состава и физико-механических свойств андезитов Восточно-Паужетского термального поля под действием аргиллизации (Южная Камчатка) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 46–57.

PATTERNS OF CHANGES IN THE COMPOSITION AND PHYSICAL-MECHANICAL PROPERTIES OF ANDESITES OF THE EAST PAUZHETSKY THERMAL FIELD UNDER THE INFLUENCE OF ARGILLIZATION (SOUTHERN KAMCHATKA)

Ilya E. Bolshakov¹✉, Yuliya V. Frolova², Sergey N. Rychagov³, Mikhail S. Chernov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bolshakov.ilya.210@yandex.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ju_frolova@mail.ru

³ Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; rychsn@kscnet.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; miha.chernov@yandex.ru

Abstract. The features of the transformation of andesites of the East-Pauzhetsky thermal field under the influence of the argillization process are studied on a number of samples of various degrees of alteration taken from boreholes and from outcrops near the object under study. The main patterns of changes in composition and physical-mechanical properties of andesites are revealed. A schematic diagram of the structure of the thermal field in the section has been compiled, according to which three horizons are distinguished from bottom to top, showing an increase in the degree of hydrothermal transformation — altered andesites, metasomatic breccias and hydrothermal clays.

Keywords: argillization, andesite, thermal field, Kamchatka, physical and mechanical properties, hydrothermal alteration, secondary minerals

For citation: Bolshakov I.E., Frolova Yu.V., Rychagov S.N., Chernov M.S. Patterns of changes in the composition and physical-mechanical properties of andesites of the East Pauzhetsky thermal field under the influence of argillization (Southern Kamchatka). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 46–57. (In Russ.).

Введение. С увеличением темпов технологического развития человечество становится все более заинтересовано в использовании нетрадиционных источников тепла и электроэнергии, к числу которых относится геотермальная энергия недр Земли. Мировое сообщество активно ведет изучение гидротермальных систем и связанных с ними месторождений термальных вод и пара. Данные месторождения

служат отличными источниками электрической и тепловой энергии, причем их преимуществом является минимальное негативное воздействие на окружающую среду и возобновляемость. Кроме того, они являются источниками различных полезных ископаемых.

В России наиболее благоприятными регионами с точки зрения использования геотермальной

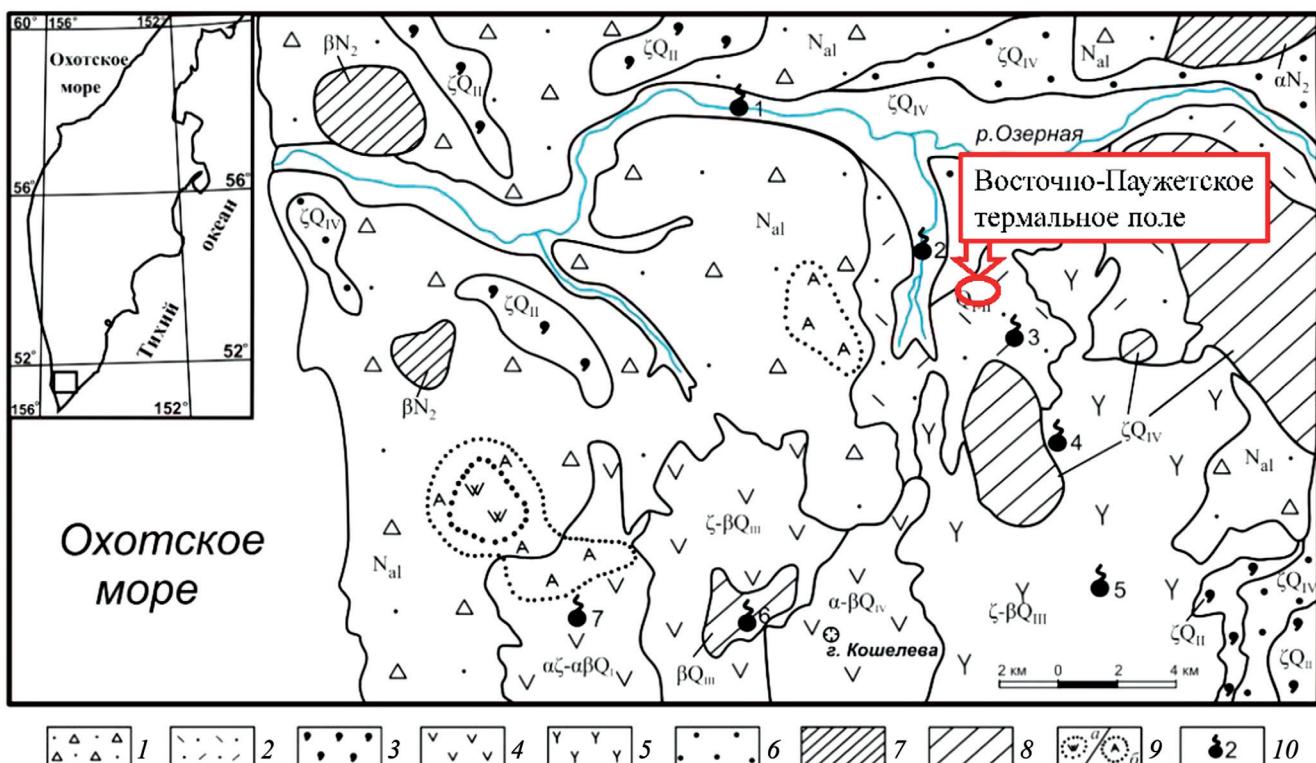


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района Южной Камчатки [по Рычагову и др., 2021]. Составлена на основании обобщения материалов научных исследований и государственных геологических съемок масштаба 1:200 000. На врезке обозначено положение района исследования. 1 — лавопирокластические отложения (Nal, алнейская свита); 2 — вулканогенно-осадочные отложения (QI-II, паужетская свита); 3 — игнимбриты (QII); 4 — магматический комплекс Кошелевского вулканического массива: дациандезиты — андезибазалты западной части ($\alpha\zeta$ - $\alpha\beta$ QI), дакиты — базальты центральной части (ζ - β QIII), андезибазалты восточной части (α - β QIV); 5 — лаво-экструзивный комплекс пород (верхняя часть разреза) от дакитов до базальтов Камбального вулканического хребта (ζ - β QIII); 6 — пемзовые отложения дакитов — риолитов (ζ QIV); 7 — субвулканические и экструзивные тела среднего и основного состава (α N2, β N2); 8 — то же, контрастного состава, от базальтов до дакитов (β QIII, ζ - β QIII, ζ QIV); 9 — поля вторичных кварцитов (a) и аргиллизитов (b) в районе палеогидротермальной системы «Третья Речка»; 10 — основные геотермальные аномалии и группы термальных полей: 1 — Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь), 2 — Вторые Горячие Ключи (Паужетская гидротермальная система), 3 — Северо-Камбальная, 4 — Центрально-Камбальная, 5 — Южно-Камбальная, 6 — Верхне-Кошелевская, 7 — Нижне-Кошелевская

энергии являются Камчатка и Курильские острова — здесь разведаны десятки геотермальных месторождений, построено несколько тепловых и электрических станций, функционируют рекреационные зоны и тепличные хозяйства. Одним из масштабных геологических процессов, происходящих в пределах гидротермальных систем, является переработка горных пород термальными водами, что приводит к изменению их состава и физико-механических свойств. Гидротермально измененные породы представляют интерес для инженерной геологии, поскольку они служат основанием различных сооружений геотермальных станций (зданий, сепараторов, трубопроводов, транспортирующих перегретый пар, дорог и пр.). Следует отметить, что толщи гидротермально измененных пород имеют ряд специфических особенностей, которые, несмотря на наличие некоторого количества отечественных и зарубежных публикаций по данному вопросу [Фролова и др., 2011; Navelot et al., 2018; Siratovich, 2012] до сих пор слабо изучены с инженерно-геологической точки зрения.

Наиболее интенсивные изменения пород происходят в пределах термальных полей, на участках разгрузки гидротерм на поверхности. В связи с этим, целью данной работы являлось выявление закономерностей изменения состава и физико-механических свойств андезитов в пределах одного из термальных полей Паужетского месторождения, хорошо известного с момента запуска первой в СССР геотермальной станции в 1967 г.

Геологическое строение Паужетского геотермального района. Паужетский геотермальный район расположен на южном окончании Восточно-Камчатского вулканического пояса (рис. 1) и был впервые обследован в середине XVIII в. С.П. Крашенинниковым. Он приурочен к Паужетско-Озерновской депрессии, находящейся в пределах долин одноименных рек [Долгоживущий ..., 1980].

Серьезное научное изучение района началось в XX в. с таких работ как [Термальные ..., 1937; Аверьев и др., 1965; Набоко и др., 1965]. Большая разведенная часть месторождения термальных вод находится на северо-западном склоне Камбального

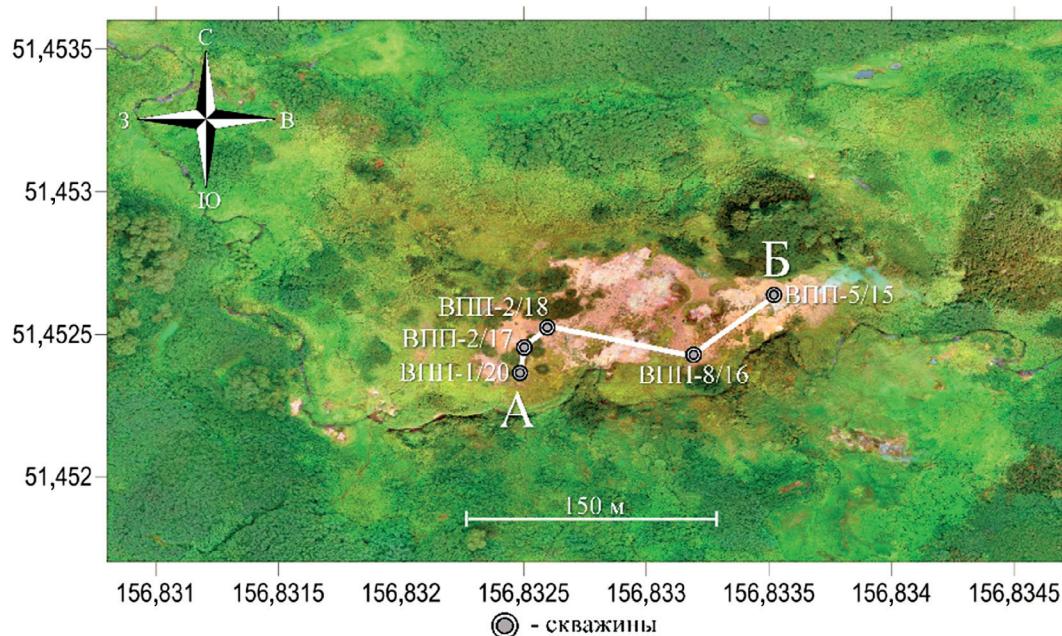


Рис. 2. Ортофотоплан Восточно-Паужетского термального поля с нанесенными скважинами и линией разреза (см. рис. 11)

вулканического хребта, представляющего собой вулканическую структуру, возраст которой не превышает 235 тыс. лет [Давыдова и др., 2022].

В геологическом строении Паужетского района принимают участие породы мелового возраста, не вскрывающиеся на поверхности, и вулканогенные образования мио-плиоценового и четвертичного времени [Структура ..., 1993]. Район в основном сложен осадочно-вулканогенным комплексом пород, причем большая часть территории покрыта эфузивными и пирокластическими образованиями контрастного состава, а осадочные образования, в основном являющиеся продуктами разрушения лавового и туфового материала, занимают пониженные части рельефа [Аверьев, Белоусов, 1965].

Восточно-Паужетское термальное поле. За счет разгрузки глубинного тепла на дневной поверхности в пределах Паужетского месторождения сформировано несколько термальных полей, одним из которых является Восточно-Паужетское поле. Оно расположено на северо-западном склоне Камбальского вулканического хребта в восточной оконечности месторождения на высоте около 300 м над уровнем моря [Гидротермальные ..., 1976]. Поле имеет вытянутую в субширотном направлении форму с линейными размерами примерно 350 × 100 м (рис. 2). Приповерхностные термальные воды, разгружающиеся на Восточно-Паужетском поле, представляют собой конденсаты вторичного пара, генетически связанного с глубинными хлоридными натриевыми растворами [Ерощев-Шак, 1992].

В пределах Паужетского месторождения на поверхность выходят преимущественно туфогенные породы паужетской свиты и именно они преобразуются под действием разгружающихся гидротерм. Однако на отдельных участках туфы перекрыты лавовыми потоками андезитового состава. На од-

ном из таких потоков и сформировалось Восточно-Паужетское термальное поле [Рычагов и др., 2012]. Данное поле является крайне интересным объектом для изучения, поскольку, в отличие от других полей, оно расположено на значительном удалении (1–2 км) от основного эксплуатационного участка месторождения и геотермальной станции, в связи с чем условия циркуляции и разгрузки термальных вод и пара можно считать естественными.

Полевые работы на Паужетском месторождении проводились в период с 2016 по 2020 г. и включали в себя бурение скважин с отбором образцов. За это время сотрудникам ИВиС ДВО РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова удалось отобрать 55 образцов андезитов различной степени преобразованности — от неизмененных до практически полностью переработанных в метасоматические брекции и гидротермальные глины. Отбор образцов андезитов производился из скважин, пробуренных колонковым способом на глубину до 8,5 м. Бурение осуществлялось с помощью переносной буровой установки КМБ-2-10. В данной работе были исследованы образцы из 5 скважин, пробуренных непосредственно на термальном поле (ВПП-1/20; ВПП-2/18; ВПП-5/15; ВПП-8/16; ВПП-2/17) (рис. 2), и одной скважины, пробуренной при разведке месторождения на некотором удалении от данного поля (скв. 102).

Помимо этого, был исследован образец неизмененного андезита, отобранный на небольшом удалении от термального поля и образец «пропаренного» андезита, отобранный из активной паровой струи. Все образцы были разделены на 4 группы по степени измененности — неизмененные, слабо-, сильноизмененные андезиты, метасоматические брекции.

По результатам бурения составлена обобщенная колонка (рис. 3), отражающая принципиальное строение Восточно-Паужетского термального поля,

Вскрытая мощность, см	Тип пород	Колонка	Фото образцов	Описание пород
20-120	Гидротермальные глины			Глины зоны сернокислотного выщелачивания. Охристого цвета, полутвердые с включениями сульфотов, лимонита, опала и халцедона.
80-170				Серые монтмориллонитовые глины, от тугопластичной до текучепластичной консистенции с большим количеством пирита и опаловых корочек
60-295				Серые сухие монтмориллонитовые глины, твердой и полутвердой консистенции с редкими обломками андезитов
20-220	Измененные андезиты и метасоматические брекчии			Андезитовые метасоматические брекчии сцепментированные вторичными минералами
40-530				Измененные андезиты с большим количеством трещин, прожилков, заполненных вторичными минералами

Рис. 3. Составляющие разреза Восточно-Паужетского термального поля

и выделены основные составляющие разреза (сверху вниз) — гидротермальные глины, метасоматические брекчии и измененные андезиты.

На поверхности и до глубины от 2,5 до 4 м залегают гидротермальные глины, образовавшиеся в результате полной аргиллизации исходных андезитов. В толще глин выделяются несколько горизонтов [Метасоматизм ..., 1998].

Под толщей глин залегают метасоматические андезитовые брекчии с различным соотношением обломков и цемента, который представлен гидротермальными глинистыми минералами, цеолитами и небольшим количеством силикатов и карбонатов. Ниже брекчии переходят в сильноизмененные андезиты, разбитые большим количеством трещин, заполненных вторичными минералами. Мощности всех слоев крайне изменчивы, что связано с большой

неоднородностью проницаемости пород, слагающих термальное поле. Предположительно, ниже по разрезу должны залегать слабоизмененные андезиты, однако такие породы не были вскрыты ни одной из пробуренных на поле скважин.

Методика исследований. В процессе выполнения работы было изучено 55 образцов андезитов различной степени измененности.

Для проведения лабораторных испытаний из всех образцов, отобранных в поле, были подготовлены пробы цилиндрической формы с различным соотношением высоты к диаметру, согласно стандартным методикам.

В процессе выполнения работы были определены (измерены или рассчитаны) следующие показатели физических и физико-механических свойств: плотность воздушно-сухого грунта (ρ), плотность

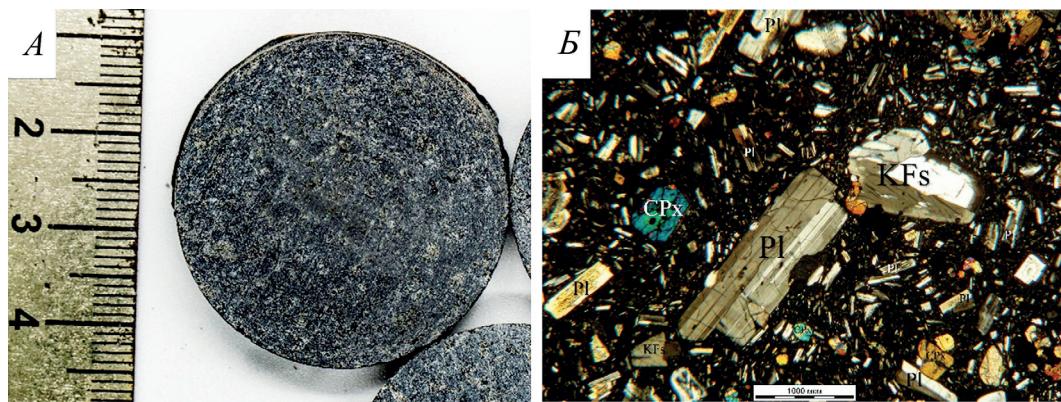


Рис. 4. Неизмененный андезит. А — макрофотография, Б — общий вид в шлифе при скрещенных николях (Pl — плагиоклаз, KFs — калиевый полевой шпат, CPx — клинопироксен)

водонасыщенного грунта ($\rho_{\text{вод}}$), плотность твердых частиц (ρ_s) (прибор В.Я. Калачева ПЭЛа), гигроскопическая влажность (W_g), пористость общая (n) и открытая (n_o), водопоглощение (W_n), магнитная восприимчивость (χ), скорость распространения продольных волн в воздушно-сухом (V_p) и водонасыщенном (V_{pb}) состоянии грунта (метод ультразвукового просвечивания, прибор «Ультразвук»), скорость распространения поперечных волн в воздушно-сухом (V_s) и водонасыщенном (V_{sb}) состоянии, коэффициент Пуассона ($\mu_{\text{дин}}$), динамический модуль упругости ($E_{\text{дин}}$), прочность на одноосное сжатие в воздушно-сухом (R_c) и водонасыщенном (R_{cb}) состоянии (Пресс ИП-1А-1000 с максимальной нагрузкой 100т), коэффициент размягчаемости ($K_{\text{разм}}$), прочность на одноосное растяжение в воздушно-сухом (R_p) и водонасыщенном состоянии (R_{pb}). Все измерения проводились в лабораториях кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова по стандартным методикам, соответствующим ГОСТ [Фролова, 2015].

Минеральный состав и структурно-текстурные характеристики пород исследовались в прозрачных шлифах на оптическом поляризационном микроскопе Olympus BX-41. Для более детального изучения минерального состава использовался метод рентгеновской дифрактометрии. Работы выполнены

с использованием рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета им. М.В. Ломоносова (аналитики — вед. инж. С.А. Гаранина, ст.н.с., к.г.-м.н. В.В. Крупская). Проведен количественный минеральный анализ пятнадцати образцов.

Характеристика андезитов и продуктов их гидротермальной переработки. Неизмененные (исходные) андезиты. Для получения наиболее полной картины последовательного изменения андезитов под действием аргиллизации, примерно в 50 м от термального поля был отобран образец, который можно считать неизмененным (рис. 4). Данный образец имеет темно-серый цвет, порфировую структуру и массивную текстуру (рис. 4, А).

Среди минералов-вкрапленников преобладают плагиоклазы (рис. 4, Б), размер зерен которых достигает 1,5 мм. Также присутствуют пироксены и калиевый полевой шпат, каждый из которых занимает около 20% от общего объема вкрапленников. Основная масса породы интерсертально-гиалопилитовая и представлена микролитами вышеперечисленных минералов и вулканическим стеклом. Следы вторичных изменений практически отсутствуют.

Слабоизмененные андезиты. В данную группу были объединены образец «пропаренного» андезита из активной паровой струи и образец андезита из

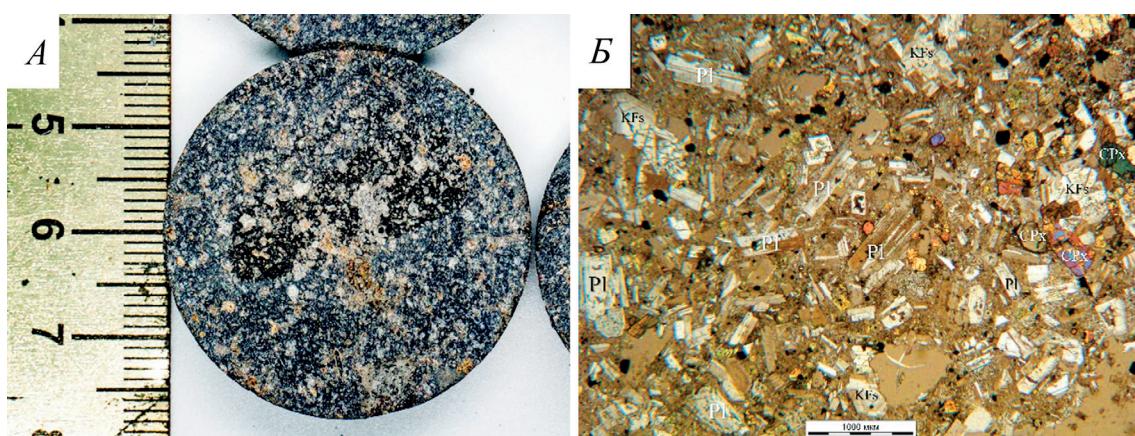


Рис. 5. Слабоизмененный андезит. Обозначения см. рис. 4

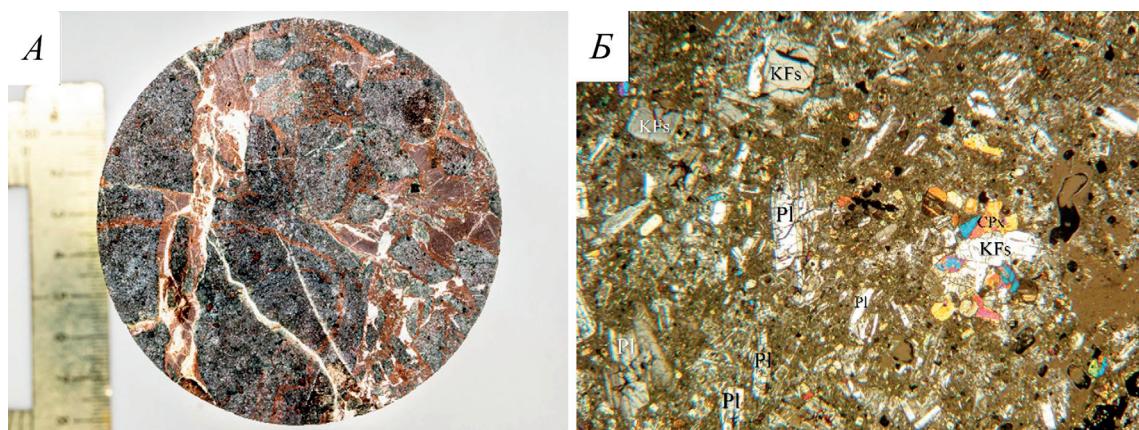


Рис. 6. Сильноизмененный андезит. Обозначения см. рис. 4

скважины 102, пробуренной на склоне Камбального хребта в прошлом столетии.

В окрасе андезитов появляется буроватый оттенок, порфировая структура сохраняется. В порах и трещинах наблюдаются вторичные минералы, в связи с чем текстура превращается в миндалекаменную (рис. 5). Среди минералов вкрапленников преобладают плагиоклазы и до 30% от объема вкрапленников занимают пироксены и полевой шпат. Следует отметить, что в основании Восточно-Паужетского поля слабоизмененные андезиты могут отсутствовать ввиду ограниченной мощности лавового потока, перекрывающего туфы паужетской свиты. Вместе с тем, несомненно, что в ходе эволюции термального поля, андезиты проходили через данную стадию измененности, поэтому изучение этой группы пород необходимо для более глубокого понимания процесса аргиллизации.

Сильноизмененные андезиты (рис. 6) залегают в основании разреза, вскрытого скважинами на термальном поле. Они имеют буровато-серый цвет, порфировую структуру и миндалекаменную текстуру, сильно трещиноваты. Макротрещины мощностью в раздувах до 10–15 мм выполнены, в основном, минералами кремнезема, оксидами железа, карбонатами, цеолитами и пиритом. Микротрещины прослеживаются за счет окрашивания гидрооксидами железа. Андезиты основания включают

линзы и жеоды, выполненные кварц-опал-карбонат-цеолитовым агрегатом; в отдельных случаях фиксируются мономинеральные образования. Размеры линз и жеод достигают 20×50 мм. Скважинами также вскрыты зоны, состоящие полностью из вторичных минералов (фрагменты андезитов отсутствуют), мощностью до 15–20 см. Состав сложный и включает перечисленные выше вторичные минералы, а также оксиды железа; на стенках каверн образуются крупные кристаллы пириита; зеленая окраска фрагментов обусловлена развитием смектитов и, вероятно, хлорит-смектитов.

Вторичные изменения в андезитах данной группы активно развиваются по зернам минералов-вкрапленников. Основная масса и трещины во вкрапленниках чаще всего замещаются на глинистые минералы и минералы группы цеолитов. В крупных трещинах заметно развитие множества других минералов, например, кальцита, кварца, гипса, опала и др. (рис. 6).

Метасоматические брекчии. Выше по разрезу возрастает степень трещиноватости андезитов и они распадаются на обломки, превращаясь в метасоматические брекчии. Фрагменты андезитов преимущественно изометричные, со слаженными краями, состоят из более мелких фрагментов, часто смещенных относительно друг друга (рис. 7). Размер обломков варьирует от 2 мм до 3 см и более. Они

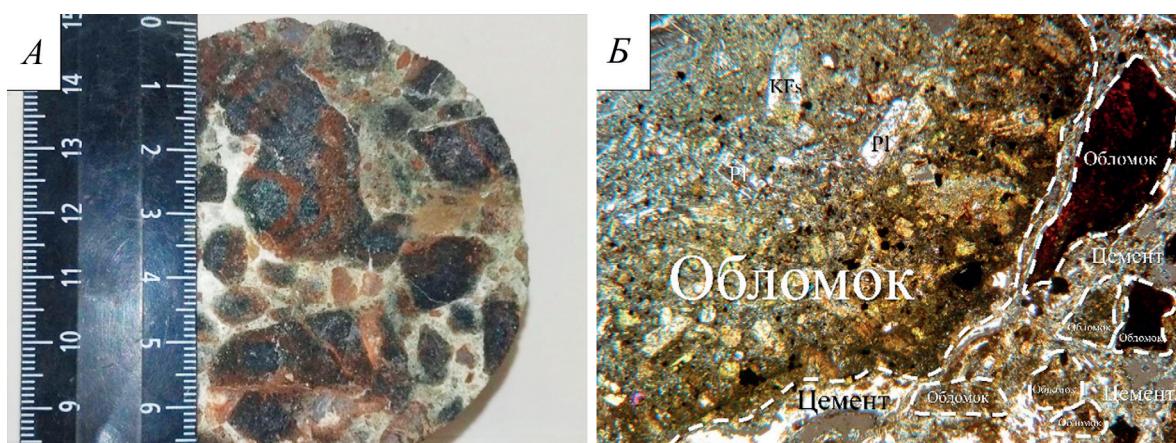


Рис. 7. Метасоматическая брекчия. Обозначения см. рис. 4

Таблица 1

**Минеральный состав измененных андезитов и продуктов их гидротермальной переработки
(по данным рентгеновской дифрактометрии)**

Состав пробы	Содержание минералов, %												
	Плагиоклазы (альбит-анортит)	Пироксены (авгит, ферросилилит)	КПШ (микроклин-ортоклаз)	Кварц	Кальцит	Цеолиты		Гипс	Пирит	Гематит	Иллит	Смектит	Каолинит
						Клиноптилолит, гейландин	Стильбит						
Цемент метасоматической брекции	3,1	7,0	12,5	10,8	5,7	6,6	16,6	0,8	2,0	0,4	0,4	31,5	3,1
Метасоматическая брекция	11,9	4,7	12,5	16,5	3,7	10,7	4,3	0,7	0,2	0,9	1,2	29,5	2,7
Сильноизмененный андезит	24,4	5,9	13,3	13,5	2,2	4,4	1,0	0,5	0,1	1,4	1,3	28,0	4,0
Вторичные минералы из трещин сильноизмененного андезита	0,7	0,5	0,9	1,2	42,1	1,6	31,3	0,5	7,9	0	0,5	12,3	0,8

в значительной степени изменены, причем степень изменения заметно увеличивается от центральных частей к периферии. Обломки скреплены полиминеральным цементом, представленным ассоциацией вторичных минералов: смектиты + хлориты + кварц + опал + карбонаты + цеолиты + сульфиды.

Согласно господствующей гипотезе, метасоматические брекции образуются путем переработки и замещения исходных андезитов вторичными минералами, сопровождающихся их растрескиванием, постепенным разрастанием трещин вплоть до распада исходной породы на отдельные обломки, которые скрепляются новообразованным метасоматическим цементом в результате действия фрагментарного метасоматоза [Царев, 1984; Рычагов и др., 2019б].

Стоит отметить, что мощность метасоматических брекций различна в различных частях поля и соответственно в скважинах, варьируя от 20–40 см до 2–3 м и более.

Гидротермальные глины образуют сплошной покров, мощностью от 1,5 до 7 м, на поверхности термального поля. В его пределах выделяется ряд различных слоев, количество которых можно при определенном обобщении сократить до трех (рис. 3). Строение глинистой толщи Восточно-Паужетского термального поля подробно рассмотрено в ряде работ [Рычагов и др., 2019а; Кузнецов и др., 2015 и др.].

Результаты исследования и их обсуждение. Осредненные результаты исследований минерального состава андезитов и метасоматических брекций, слагающих основание термального поля представлены в табл. 1, где показано, что с увеличением степени преобразования андезитов уменьшается содержание плагиоклаза и возрастает количество вторичных минералов, в первую очередь, цеолитов и кальцита. Среди глинистых минералов преобладают смектиты, причем их содержание в измененных андезитах и метасоматических брекциях примерно одинаково.

По результатам рентгеновской дифрактометрии и анализу микростроения в шлифах выявлена последовательность гидротермальных преобразований андезитов. Вторичные изменения сначала затрагивают вулканическое стекло, постепенно полностью

преобразовывая его. Далее происходит замещение наиболее неустойчивых минералов, которое начинается по периферии кристаллов, а также по трещинам, разбивающим минералы-вкрапленники. В сильноизмененных андезитах практически все плагиоклазы и пироксены частично, а некоторые и полностью, замещены вторичными минералами (рис. 6). В конечном итоге, андезиты распадаются на фрагменты и превращаются в метасоматические брекции с полиминеральным цементом, в составе которого преобладают глинистые минералы, цеолиты, кварц и кальцит (рис. 7).

Структурно-минерологические преобразования андезитов в ходе гидротермальной переработки вызывают закономерное изменение их свойств. Осредненные значения показателей физических и физико-механических свойств андезитов приведены в табл. 2.

Для большинства исследованных параметров отчетливо видна взаимосвязь между степенью изменения породы и величиной показателя свойств.

Плотность андезитов закономерно снижается с увеличением степени измененности (рис. 8, А), поскольку плотность новообразований существенно ниже, по сравнению с первичными минералами, а кроме того, формируется вторичная пористость. Также увеличивается разброс ее значений, что связано с неоднородностью сильноизмененных пород, обусловленной полиминеральным составом, сильной трещиноватостью и брекчированностью.

Плотность твердых частиц для всех четырех групп образцов практически не отличается. Это объясняется тем, что, с одной стороны, более плотное вулканическое стекло и первичные минералы андезитов замещаются менее плотными глинистыми минералами и цеолитами, но в то же время происходит новообразование достаточно тяжелых минералов, например, пирита и гематита.

Пористость андезитов имеет четкую зависимость от степени вторичной измененности (рис. 8, Б). Увеличение пористости связано с активным выщелачиванием андезитов термальными водами в процессе аргиллизации. Можно утверждать, что

Таблица 2

Показатели физических и физико-механических свойств андезитов различной степени измененности

Степень изменения	Количество проб	Значения	ρ	ρ_s	n	W_n	n_o	V_p	V_s	μ , дин	E , дин	R_c	R_p	χ
			г/см ³	г/см ³	%	%	%	км/с	км/с	д.е.	ГПа	МПа	МПа	СИ* 10 ⁻³
Неизмененные	9	Среднее	2,71	2,78	2,6	0,3	0,9	5,6	3,0	0,30	62,67	142,3	21,4	31,1
		Минимальное	2,68	2,78	1,5	0,3	0,8	5,3	2,7	0,24	51,22	129,7	20,3	30,0
		Максимальное	—	—	3,5	0,4	1,0	6,1	3,2	0,34	69,65	154,4	22,4	32,3
Слабоизмененные	10	Среднее	2,62	2,79	6,0	1,0	2,7	4,1	2,0	0,34	30,28	114,2	8,5	26,3
		Минимальное	2,55	2,79	2,7	0,9	2,4	2,8	1,4	0,25	15,09	87,0	5,3	19,9
		Максимальное	—	—	8,5	1,2	3,1	5,5	2,7	0,39	52,91	155,0	12,6	42,3
Сильноизмененные	34	Среднее	2,48	2,81	11,4	1,3	2,5	3,9	2,1	0,31	27,96	42,53	4,73	25,8
		Минимальное	2,31	2,61	3,8	0,6	1,0	2,5	1,4	0,21	12,49	19,7	2,1	12,6
		Максимальное	—	—	22,8	2,9	3,7	4,9	2,6	0,39	46,49	69,8	11,4	38,8
Метасоматические брекчии	28	Среднее	2,28	2,80	18,1	4,2	9,3	3,0	1,6	0,27	17,01	20,65	2,72	18,8
		Минимальное	1,75	2,57	8,2	2,5	5,3	1,2	0,8	0,13	3,14	2,3	0,7	2,3
		Максимальное	—	—	32,3	5,7	12,2	4,4	2,4	0,38	35,38	50,3	4,0	31,6

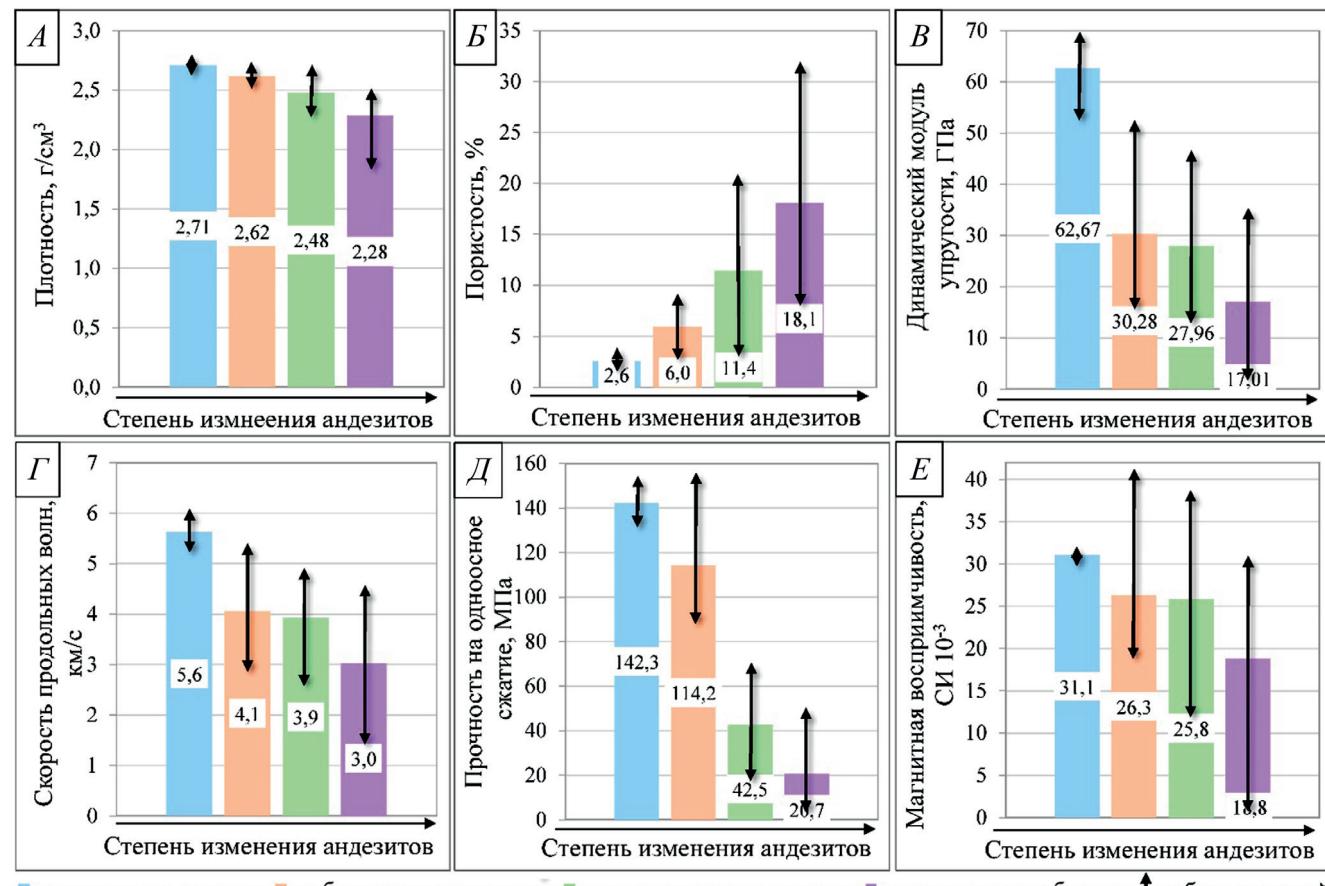


Рис. 8. Диаграммы изменения показателей свойств андезитов в зависимости от степени их изменения: А — плотность; Б — пористость; В — скорость распространения продольных волн; Г — динамический модуль упругости; Д — прочность на одноосное сжатие; Е — магнитная восприимчивость

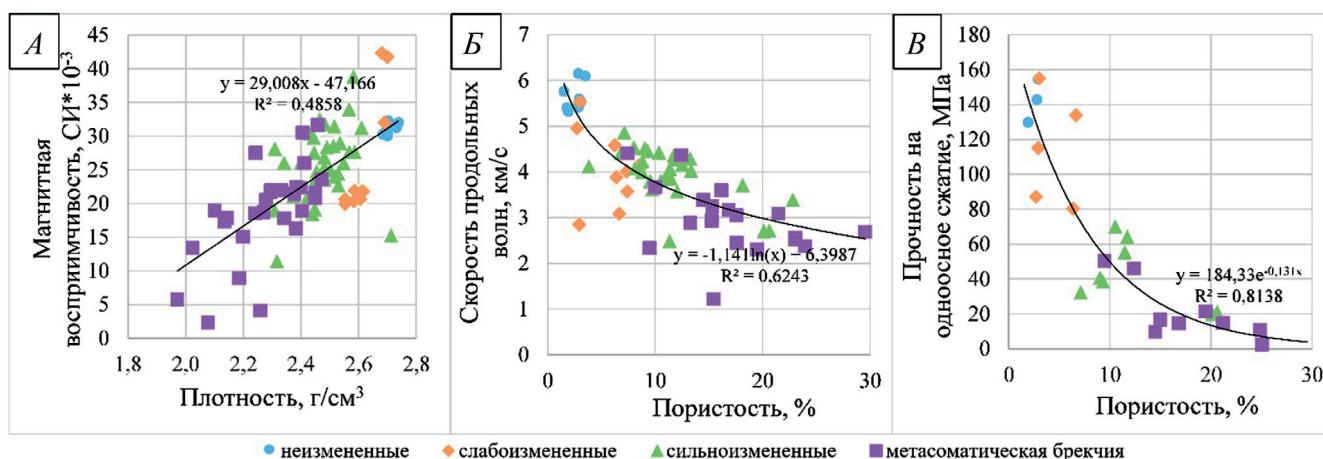


Рис. 9. Взаимосвязи различных показателей свойств андезитов: А — магнитной восприимчивости и плотности; Б — прочности на одноосное сжатие и пористости; В — скорости распространения продольных волн и пористости

именно изменение величины пористости, наравне с изменениями в минеральном составе, оказывает максимальное влияние как на физические, так и физико-механические свойства андезитов (рис. 9, Б, В).

Аналогичная тенденция изменения характерна для величины водопоглощения и открытой пористости, что также связано с образованием вторичных минералов (глинистых и минералов группы цеолитов) и одновременным выщелачиванием исходных андезитов.

Скорости распространения продольных и поперечных волн как в воздушно-сухом, так и водонасыщенном состоянии равномерно уменьшаются с увеличением степени измененности пород. В воздушно-сухом состоянии показатели уменьшаются практически в два раза при переходе от неизмененных андезитов к метасоматическим брекчиям (рис. 8, Г). Это обусловлено увеличением пористости, развитием вторичной трещиноватости, формированием менее плотных метасоматических минералов.

Динамический модуль упругости определялся расчетным способом через скорости упругих волн и плотность, поэтому для него характерен аналогичный тренд на уменьшение с увеличением степени изменения андезитов (рис. 8, Б).

Прочность в воздушно-сухом состоянии как при испытаниях в условиях одноосного сжатия, так и на разрыв, изменяется аналогично многим рассмотренным показателям, то есть снижается с увеличением степени изменения андезитов (рис. 8, Д). В первую очередь, это связано с увеличением трещиноватости породы и формированием менее прочных вторичных минералов.

Следует отметить, что выделенным группам присущи различные типы разрушения под нагрузкой. Так, образцы неизмененных и слабоизмененных андезитов, а также некоторых брекчий (наиболее измененных) в условиях одноосного сжатия обнаруживали «классическое» столбчатое или коническое разрушение. В то же время образцы сильноизме-

ненных андезитов в основном разрушались по существующим в породе трещинам, а большая часть метасоматических брекчий распадалась на блоки по контактам обломок-цемент. При испытаниях на разрыв образцы метасоматических брекчий в основном разрушались по контактам обломков, а андезиты, вне зависимости от степени изменения, на два полуцилиндра.

Магнитная восприимчивость закономерно уменьшается при увеличении степени изменения (рис. 8, Е). Высокие значения χ в исходных породах обусловлены наличием в их составе ферромагнитных (титаномагнетит) и парамагнитных (авгит, роговая обманка) минералов. Снижение магнитной восприимчивости в два раза с увеличением степени изменения породы связано с замещением первичных магнитных минералов на менее магнитные вторичные (кварц, глинистые минералы, цеолиты и др.). Следует отметить большой разброс значений χ у измененных андезитов, связанный, по-видимому, с пространственной неоднородностью переработки отдельных фрагментов пород.

Корреляционные зависимости между различными показателями свойств. Обнаружены тесные корреляционные зависимости между различными показателями свойств. Так, на рис. 9, А показана взаимосвязь показателей плотности и магнитной восприимчивости, которая объясняется тем фактом, что ферромагнитные и парамагнитные минералы обычно обладают повышенными значениями плотности. Однако величина магнитной восприимчивости у образцов даже в пределах одного лавового потока может заметно отличаться и этот разброс лишь усиливается за счет неравномерного в пространственном отношении процесса аргиллизации.

На рис. 9, Б и В приведены графики зависимости показателей упругих и прочностных свойств андезитов от их пористости с учетом степени гидротермального изменения. При повышении пористости от 2–3 до 25–30%, происходящем в ходе метасомати-

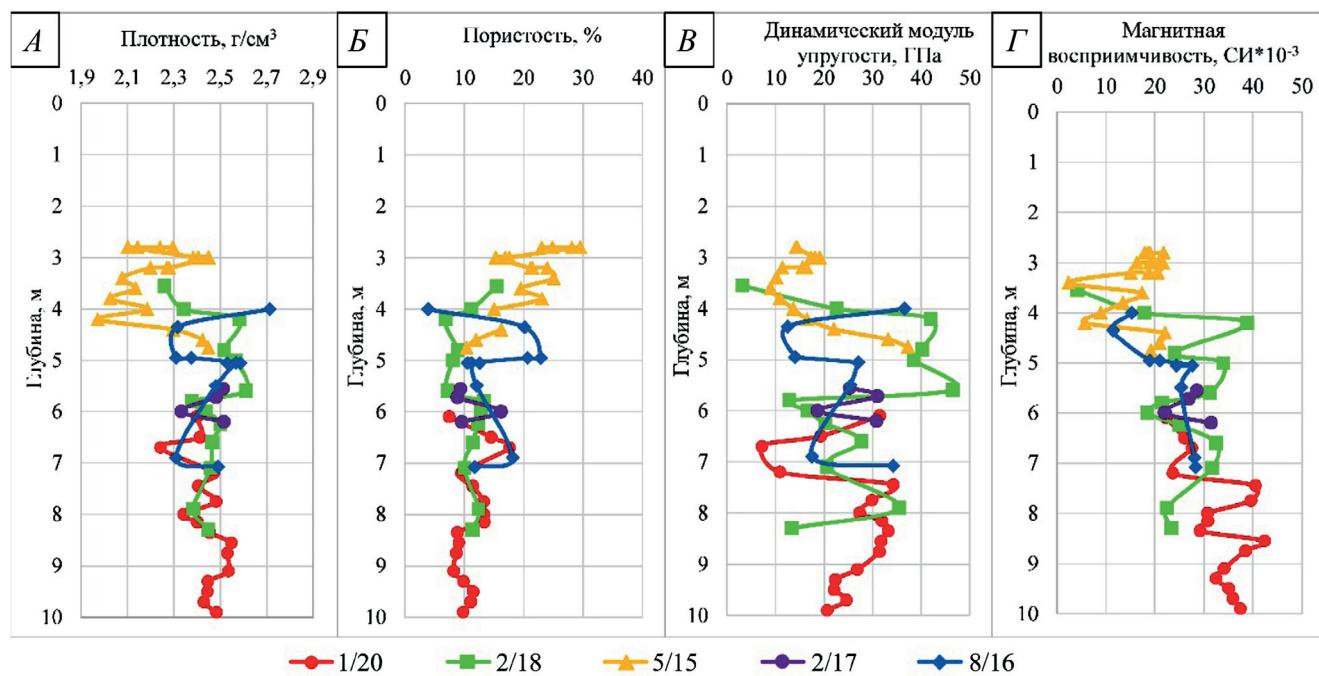


Рис. 10. Изменение показателей свойств с глубиной в различных скважинах на термальном поле: А — плотность; Б — пористость; В — динамический модуль упругости; Г — магнитная восприимчивость

ческих преобразований, прочность R_c снижается на порядок, а скорость распространения продольных волн уменьшается в 2–3 раза.

Изменение свойств по разрезу термального поля. На рис. 10 показана тенденция изменения свойств пород с глубиной для пяти скважин, пробуренных в пределах термального поля. На графиках для всех рассматриваемых свойств (плотность, пористость, динамический модуль упругости и магнитная восприимчивость) можно наблюдать достаточно хаотичную картину: изменение показателей свойств не однородно по глубине. Особенно большой разброс значений наблюдается в верхних горизонтах, представленных наиболее измененными породами. Это связано с тем, что основную роль в изменении андезитов термального поля играет проницаемость толщи, а сеть трещин, по которым могут циркулировать термальная вода и пар, крайне неоднородна. Однако, эти графики позволяют сделать вывод, что с увеличением глубины (примерно с 6 м) разброс в значениях показателей свойств андезитов снижается, то есть массив становится более однородным.

По результатам бурения и лабораторных исследований свойств составлен схематический геологический разрез (рис. 11) с вынесенными показателями свойств пород, определенных по керну пяти скважин. Стоит отметить, что разделение толщи на сильноизмененные андезиты и метасоматические брекчию представляет определенную сложность, так как однозначная граница между ними отсутствует. Кроме того, в связи с ограничениями в размере отобранных образцов (керн диаметром 7,3 см или меньше) большую роль играет масштабный эффект. Например, некоторые образцы метасоматических брекчий на 90% по объему представлены одним

большим обломком андезита. В этом случае свойства образца будет правильнее относить к свойствам сильноизмененного андезита, хотя фактически это образец метасоматической брекчии. Этот же масштабный эффект во многом объясняет значительные колебания в свойствах даже соседних образцов, так как распределение обломков в метасоматических брекчиях и трещин в сильноизмененных андезитах носит случайных характер.

На разрез вдоль каждой из скважин, представляющих собой ось глубины, вынесены показатели плотности, магнитной восприимчивости и динамического модуля упругости (рис. 11). Наблюдаются, во-первых, неоднородность распределения свойств по глубине для одной и той же группы пород, во-вторых, невыдержанность мощности метасоматических брекчий в пределах термального поля. Также, на данном рисунке видна определенная взаимосвязь между показателями различных свойств в одной скважине. Так, в скважине ВПП-8/16 наиболее отчетливо видно, что все три приведенные показатели свойств имеют практически одинаковый характер изменения. Аналогичная тенденция наблюдается в скважинах ВПП-2/17, ВПП-2/18 и ВПП-1/20. В скважине ВПП-1/18 подобная картина также прослеживается, но в менее явной форме, за счет более хаотичного распределения свойств по глубине в метасоматических брекчиях, связанного с их неоднородностью. Однако, несмотря на значительную хаотичность распределения показателей свойств пород по глубине, в скважинах, в которых представлены как метасоматические брекчи, так и сильноизмененные андезиты, замечена тенденция общего повышения значений физических и физико-механических свойств.

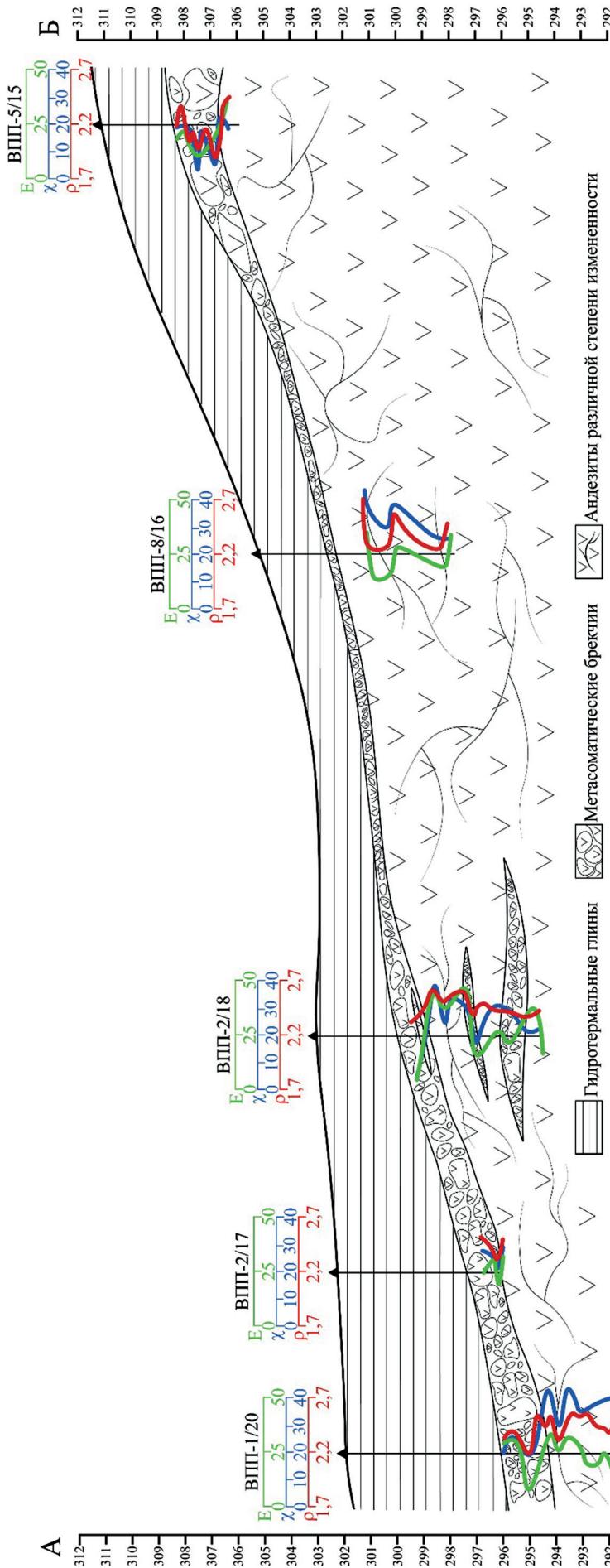


Рис. 11. Схематический разрез Восточно-Паужетского термального поля с вынесенными показателями динамического модуля деформации (E , ГПа), магнитной восприимчивости

Заключение. Восточно-Па-
ужетское термальное поле сфор-
мировалось на андезитах, которые
при активизации гидротермальной
деятельности и разгрузке гидро-
терм начали изменяться. В первую
очередь было переработано вулка-
ническое стекло, а затем вторичные
изменения начали развиваться по
минералам-вкрапленникам.

В разрезе термального поля, до глубины 7–8 м, выделяются три горизонта (снизу вверх): трещиноватые измененные андезиты, андезитовые метасоматические брекчии и гидротермальные глины. Максимальная преобразованность пород достигается в приповерхностных условиях и выражается в полном изменении минерального состава исходных пород и превращении их в гидротермальные глины. Ниже породы представляют собой метасоматические брекчии, в которых встречаются участки, максимально приближенные к глинам (с отсутствием обломков).

В ходе гидротермальных преобразований минеральный состав изменился с классического для андезитов (вулканическое стекло, вкрапленники и микролиты плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и КПШ) на смектиты, цеолиты, кварц, кальцит и пирит.

Степень изменения пород сильно зависит от их пространственного положения в определенной части поля и глубины залегания. Основным фактором, контролирующим процесс гидротермального изменения, по-видимому, является проницаемость толщи пород.

Структурно-минералогические преобразования андезитов в ходе гидротермальной переработки изменяют их физические и физико-механические свойства. При увеличении степени изменения андезитов происходит их разуплотнение, уменьшаются скорость распространения продольных и поперечных волн, динамический модуль упругости, прочность на одноосное сжатие и разрыв. Данные характеристики снижаются вследствие увеличения пористости и формирования менее плотных и прочных вторичных минералов, содержание которых

может превышать 60%. На снижение прочности также большое влияние оказывают изменения структуры породы, увеличение неоднородности и трещиноватости.

Несмотря на гидротермальную переработку и практически полное изменение состава исходных андезитов, для всех групп образцов присутствует тесная корреляция между показателями физических и физико-механических свойств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В. В., Белоусов В. И. Геологический очерк района // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965.
2. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / АН СССР, Дальневост. науч. центр, Ин-т вулканологии; Отв. ред. В.М. Сугробов. Владивосток: ДВНЦ, 1976. 283 с.
3. Давыдова В.О., Биндерман И.Н., Щеклеина М.Д., Рычагов С.Н. Паужетская кальдера (Южная Камчатка): Изучение временной эволюции и происхождения объемного кислого магматизма // Петрология. 2022. Т. 30, № 5. С. 480–497.
4. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Отв. ред. Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 172 с.
5. Ерофеев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 132 с.
6. Кузнецов Р.А., Булыгина Л.Г., Чернов М.С. Изменение строения гидротермальных глинистых грунтов при деформировании // Материалы третьего Всероссийского совещания «Глины-2015». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 96–97.
7. Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
8. Набоко С.И., Карпов Г.А., Розникова А.П. Гидротермальный метаморфизм пород и минералообразование // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 76–118.
9. Пийт Б.И. Термальные ключи Камчатки / Акад. наук СССР, совет по изучению производительных сил (СОПС); Отв. ред. проф. А. Н. Заварницкий. М.; Л.: Издво Акад. наук СССР, 1937. 265 с.
10. Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Нуждаев А.А., Чернов М.С. Литология толщи глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019а. С. 213–216.
11. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С. и др. Состав, строение и происхождение карбонатных конкреций Южно-Камбального Центрального термального поля (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 45–60.
12. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Чернов М.С., Сергеева А.В. Новые данные о формировании щелочной минерализации в основании толщи глин Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019б. С. 217–220.
13. Рычагов С.Н. Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия, 2012. № 4. С. 378–392.
14. Структура гидротермальной системы / С.Н. Рычагов, Н.С. Жатнуев, А.Д. Коробов и др. / Отв. ред. В.И. Белоусов, И.С. Ломоносов. М.: Наука, 1993. 298 с.
15. Фролова Ю.В. Скальные грунты и лабораторные методы их изучения. М.: КДУ, 2015. 220 с.
16. Фролова Ю.В. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 48–64.
17. Царев Д.И. Фрагментарный метасоматоз // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 309–320.
18. Navelot V., Géraud Y., Favier A., et al. Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies) // J. Volcan. and Geothermal Res. 2018. Vol. 360. P. 1–21. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.07.004>
19. Siratovich P., Davidson J., Villeneuve M., et al. Physical and mechanical properties of the Rotokawa andesite from production wells RK 27_L2, RK 28 and RK 30 // Proceedings New Zealand Geothermal Workshop. 19–21 November 2012 Auckland, New Zealand. URL: <https://www.geothermal-library.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=8019178>

В связи с высокой неоднородностью разреза термального поля, изменчивость показателей свойств по глубине даже в пределах одной толщи может быть весьма значительной. Однако, в общем случае, с глубиной прослеживается тенденция увеличения однородности и уменьшения разброса показателей свойств, а для отдельных показателей, например, магнитной восприимчивости, наблюдается закономерное повышение с увеличением глубины.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 550.4: 556.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-58-71

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ВОДАХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

**Георгий Алексеевич Челноков¹✉, Наталья Александровна Харитонова²,
Василий Юрьевич Лаврушин³, Алтын Сырымкызы Айдаркожина⁴,
Гуодонг Женг⁵**

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; geowater@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-6020-9277>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; tchenat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия; wll2@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4815-7627>

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; altin.echo@mail.ru

⁵ Школа наук об окружающей среде, Китайский университет геологических наук, Ухань, Китай; zhengguodong@cug.edu.cn, <https://orcid.org/0000-0002-8137-6477>

Аннотация. В статье представлены оригинальные данные по содержанию и распределению основных и редкоземельных элементов в водах 26 грязевых вулканов Керченско-Таманской области. По химическому составу изученные воды подразделяются на два типа: Na-Cl и Na-HCO₃-Cl, однако генетические коэффициенты Cl/Br, Na/Cl и Y/Ho свидетельствуют о трех основных генетических группах вулканов. Установлено, что уровни содержаний редкоземельных элементов в водной фазе грязевых вулканов низки (доли мкг/л) и их отличительной особенностью являются отрицательные аномалии церия и положительные аномалии европия и голмия. Самые высокие концентрации наблюдаются в грязевых вулканах, расположенных в пределах древнейших меловых отложений в области влияния разломов. По мере удаления от мезозойского источника их общее количество резко снижается. Выявлено, что количество свободного CO₂ в водной фазе регулирует содержания редкоземельных элементов в водах и величину аномалий церия и европия.

Ключевые слова: грязевые вулканы, geoхимия, водная фаза, редкоземельные элементы, микроэлементы, Тамань, Керчь

Для цитирования: Челноков Г. А., Харитонова Н. А., Лаврушин В. Ю., Айдаркожина А. С., Женг Г. Редкоземельные элементы в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 58–71.

RARE-EARTH ELEMENTS INTO THE AQUEOUS PHASE OF MUD VOLCANOES OF THE KERCH-TAMAN REGION

**Georgy A. Chelnokov¹✉, Natalya A. Kharitonova², Vasiliy Yu. Lavrushin³,
Altyn S. Aydarkozhina⁴, Guodong Zheng⁵**

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; geowater@mail.ru✉,
<https://orcid.org/0000-0001-6020-9277>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Far Eastern Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia;
tchenat@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

³ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; wll2@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4815-7627>

⁴ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; altin.echo@mail.ru

⁵ School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan, China; zhengguodong@cug.edu.cn,
<https://orcid.org/0000-0002-8137-6477>

Abstract. This article presents original data on the content and distribution of major and rare earth elements into the waters phases from 26 mud volcanoes within the Kerch-Taman region. According to the chemical composition of the studied mud volcanic waters are represented by Na-Cl and Na-HCO₃-Cl types, and the Cl/Br, Na/Cl, and Y/Ho ratios specify three main genetic groups of volcanoes. It was found that the rare-earth element contents in the aqueous phase of mud volcanoes are low (fractions of μg/L) and are distinguished by negative cerium anomalies and positive europium and holmium anomalies. The highest REE concentrations are observed in mud volcanoes located within the oldest Cretaceous sediments in the area of fault influence. As the distance from the Mesozoic source ΣREE sharply decreases. It has found that the free CO₂ content in the aqueous phase regulates the REE content in waters and the value of cerium and europium anomalies.

Keywords: mud volcanoes, geochemistry, aqueous phase, rare earth elements, trace elements, Taman, Kerch

For citation: Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Lavrushin V.Yu., Aydarkozhina A.S., Zheng G. Rare earth elements into the aqueous phase of mud volcanoes of the Kerch-Taman region. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 58–71. (In Russ.).

Введение. Геохимическая характеристика состава продуктов извержения грязевых вулканов (вода, порода и газ) является базисом для понимания процессов их формирования и эволюции, а также выявления генетической связи со скоплениями углеводородов. Несмотря на многолетние исследования, природа грязевулканических проявлений Керченско-Таманского региона дискуссионна. Их коровый генезис был доказан отсутствием мантийного гелия в сопутствующих газах [Polyak et al., 2000; Kikvadze et al., 2010; Лаврушин, 2012], однако открытым остается вопрос о возрасте материнских пород грязевых вулканов и глубине корневых структур. Геологогеофизическими исследованиями показано, что корневые грязевулканические структуры некоторых вулканов наблюдаются вплоть до 25 км [Собисевич и др., 2014]. Другие исследователи для большинства вулканов предлагают в качестве источника вещества мезозойские и даже более древние толщи залегающие на глубинах более 5 км [Шнюков и др., 1986]. Оппоненты указывают на относительно небольшие температуры формирования грязевулканических вод в этом регионе, которые соответствуют интервалу глубин от 1 до ~4 км, т.е. диапазон залегания осадочных толщ олигоцен-раннемиоценового возраста (майкопская серия) [Kikvadze et al., 2010; Sokol et al., 2018, 2019; Айдаркожина, 2021].

Для решения вопросов генезиса подземных вод в последние годы активно применяются редкоземельные элементы (РЗЭ), которые благодаря своим физико-химическим особенностям являются тонкими индикаторами геохимических процессов, происходящих в системе вода-порода [Johanesson, 2005; Möller et al., 2008; Чудаев и др., 2016; Ершов и др., 2019]. Основная сложность при изучении грязевулканических вод связана с крайне низкими содержаниями в них РЗЭ (доли мкг/л) что приводит к значительным ошибкам при определении абсолютных значений индивидуальных фаз. Однако, благодаря появлению новых методов масс-спектрометрического анализа (ICP-MS) и разработанным методическим приемам, уменьшающим аналитические ошибки при анализе сверхмалых концентраций элемента, стало возможным определение содержаний РЗЭ в подобных объектах [Еловский, 2015].

За последние 20 лет получены уникальные данные по содержаниям РЗЭ в пелитовой фации и глинах грязевых вулканов Тамани [Федоров и др., 2011; Лаврушин, 2012; Маслов, 2020] и Керчи [Solkol et al., 2018]. Исследован генезис РЗЭ уникального месторождения Меловое (Маньышлак), приуроченного к майкопской серии [Батурина, 2008]. В тоже время, определения РЗЭ в водной фазе грязевых вулканов не многочисленны и разрознены [Федоров и др., 2011; Лаврушин, 2012; Ершов, 2019].

В статье представлены новые данные о содержании и поведении РЗЭ в водной фазе вулканов Тамани и Керчи, и сделана попытка выявить генезис солевой компоненты грязевых вод используя группу

РЗЭ. Важной задачей было определение механизмов водной миграции и степени фракционирования РЗЭ.

Объекты и методы исследования. Было исследовано 26 грязевых вулканов региона: по 13 на Керчинском и Таманском полуостровах. На вулканах отбирались образцы глинистой пульпы, которая после отстаивания в течение суток отфильтровывалась через мембранный фильтр Advantec с размером пор 0,45 мкм. Проба консервировалась концентрированной HNO_3 . Авторами был разработан единый протокол отбора проб в полевых условиях с учетом особых требований к посуде, фильтрам, реактивам при консервации проб, а также аналитическим работам в лаборатории. Портативными pH-Eh-TDS-метрами фирмы Mettler Toledo, непосредственно в месте отбора проб, замерялись: температура, pH, Eh и общая минерализация воды. Определение HCO_3^- проводилось прямым титрованием.

Основные ионы определялись методом жидкостной хроматографии в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН и ГИН РАН. Для установления содержаний РЗЭ использовался метод ICP-MS. При обработке полученных аналитических данных применялся путь математического устранения оксидных и гидроксидных помех на аналитических массах РЗЭ при прямом ICP-MS определении их низких содержаний [Еловский, 2015]. Определение РЗЭ выполнено параллельно в двух лабораториях: «Центр коллективного пользования» ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток и Аналитическом центре ИПТМ РАН (г. Черноголовка, Москва). Ошибка определения концентраций элементов в воде была не более 15%.

Состав свободного газа исследовался на хроматографе Кристаллюкс-4000 в лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН.

Геологическая характеристика района исследования. Тектоническое строение территории Керченско-Таманской области во многих аспектах все еще дискуссионно, несмотря на тот факт, что глубинное строение изучено достаточно детально с помощью скважин и геофизическими методами. Наибольшие вопросы вызывает геодинамическая природа тектонических структур области соединения Кавказа и Крыма [Корсаков и др., 2021; Трихунов и др., 2019; Рогожин и др., 2020]. Наиболее спорные области с диаметрально противоположными точками зрения — это глубина расположения «корней» грязевых вулканов и возраст пород резервуара. Так, например, в работе [Шнюков и др., 1986] высказано предположение, что питание этих грязевулканических систем обеспечивает мезозойские и даже более древние толщи, залегающие на глубинах более 5 км. В то время как геофизические исследования демонстрируют разуплотнения земной коры связанные с грязевым вулканизмом на глубинах 10–25 км [Собисевич и др., 2014; Рогожин и др., 2020]. На основании изучения геологического материала извержений вулканов, оценок температур по данным геотермометров и изотопных отноше-

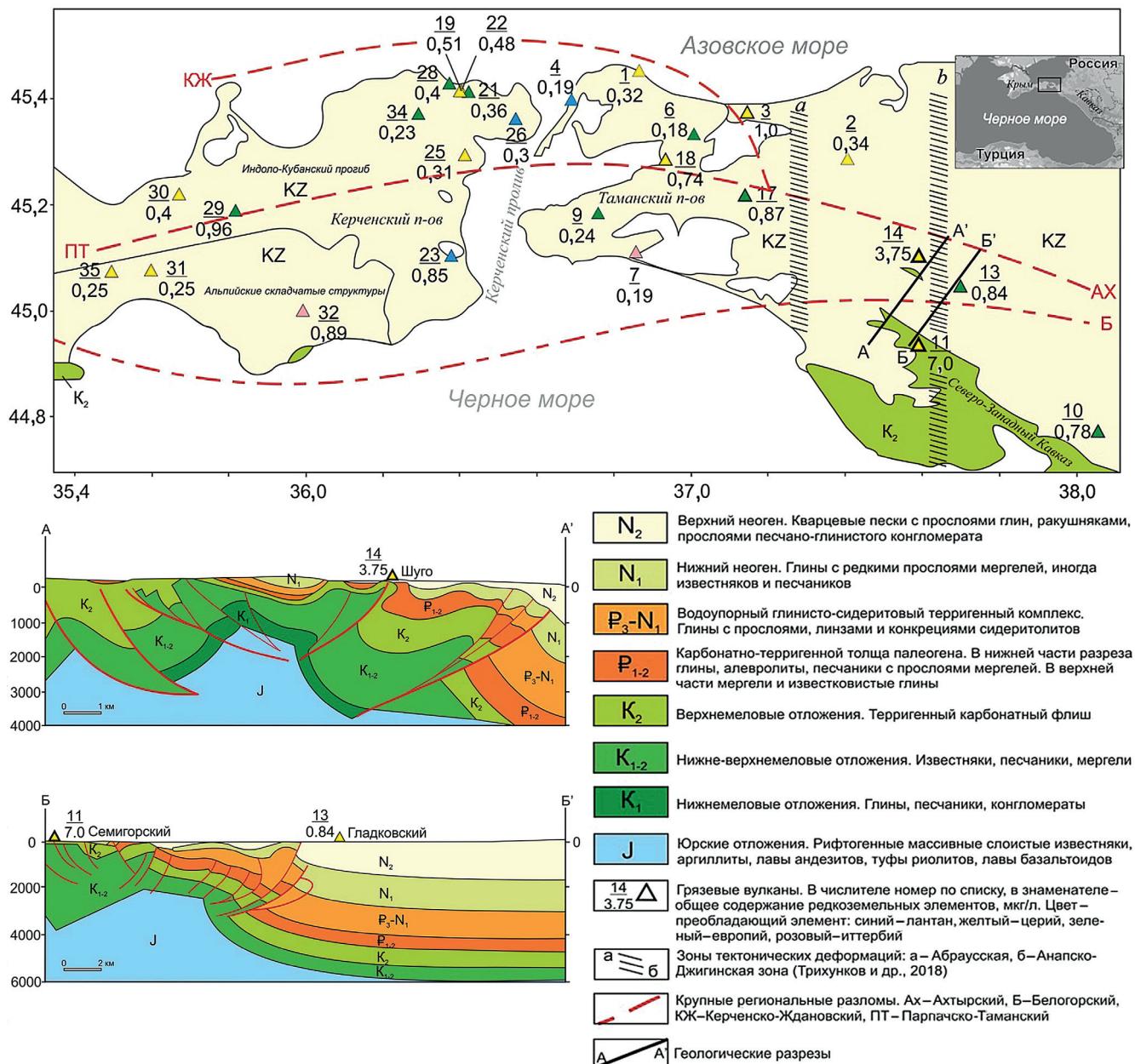


Рис. 1. Обзорная карта расположения исследованных грязевых вулканов Керченско-Таманской области. Геологические разрезы по данным Государственной геологической карты М 1:200 000 [Корсаков и др., 2021] и В.И. Попкова [Попков и др., 2017] с упрощениями

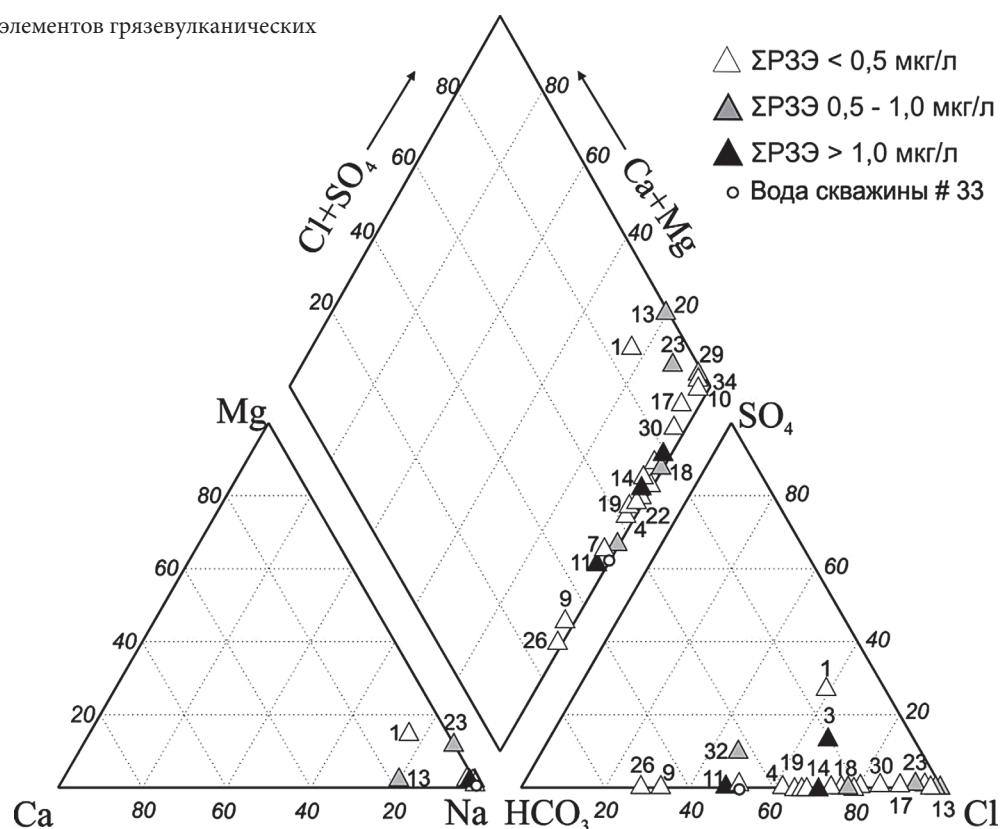
ний стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), геохимики указывают на относительно небольшие глубины формирования грязевулканических вод (от 1 до ~4 км). Как раз в этом диапазоне залегают майкопские толщи [Лаврушин, 2012; Айдаржина и др., 2021]. В данной статье мы приводим сведения о глубинном строении региона, применительно к грязевому вулканизму, заимствованные из пояснительной записки к государственной геологической карте [Корсаков и др., 2021], а также из работ [Попков и др., 2017; Рогожин и др., 2020; Гайдаленок и др., 2021].

Верхний структурный этаж Западно-Кубанского бассейна сложен отложениями кайнозойского возраста, большая часть мощности которых (до 4–6 км) приходится на глинистые осадки майкопской серии олигоцен-раннемиоценового возраста (рис. 1).

Общая мощность осадочной толщи кайнозоя составляет около 10 км, их подстилают карбонатные и терригенные отложения мела и юры. Эти отложения зафиксированы глубокими скважинами только в южной части Таманского полуострова и передовой части Северо-Западного Кавказа (разрезы на рис. 1). Как видно из геологических условий, большинство грязевых вулканов Керченско-Таманской области локализованы в отложениях кайнозоя. Лишь четыре вулкана на юго-востоке приурочены к зоне сочленения меловых отложений Северо-Западного Кавказа с кайнозоем Индоло-Кубанского прогиба (Шуго, Семигорский, Гладковский, Шапсугский).

Семигорский грязевой вулкан, наиболее южный вулкан в пределах Северо-Западного Кавказа, является характерным представителем вулканов

Рис. 2. Соотношения основных элементов грязевулканических вод на диаграмме Пайпера



с грязевулканическим очагом в нижнемеловых породах [Шнюков и др., 2015; Корсаков и др., 2021]. Вулкан приурочен к простирающейся с северо-запада на юго-восток взломанной антиклинальной складке, ядро которой сложено сидеритовой толщей нижнего мела [Шнюков и др., 2015]. Складка имеет асимметричное строение (крутое южное крыло и пологое северное), осложнена продольным разломом. Генетическая связь Семигорского вулкана с карбонатными породами была подтверждена $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исследованиями [Айдаркожина и др., 2021].

Вулкан Шуго расположен в вершине Шапсугской антиклинальной складки, сложенной меловыми и в меньшей степени палеогеновыми отложениями. Обломочный материал, выносимый вулканом, представлен породами мела (известняки и мергели), обожженной сопочной брекчии, конкреционными и плитчатыми сидеритами, изверженными породами [Горбатиков и др., 2008]. Присутствуют среди них также обломки юрских кварцевых порфиров и известняков с кораллами. Юрские породы в районе подтверждены бурением на глубине ~3000 км. Некоторые исследователи [Шнюков и др., 1986; Айдаркожина и др., 2021] считают, что Шуго имеет грязевулканический очаг в отложениях кайнозоя. Объясняя свою позицию надвигом меловых отложений на кайнозойские. Интерпретация геофизических и геологических данных по району проведенная В.И. Попковым [Попков и др., 2017] подтверждает наличие в разрезе палеогеновых отложений. На разрезах меловые породы в этом районе залегают под породами палеогена на глубине 1–1,5 км, но подстилаются меловыми. Это хорошо согласуется

с данными государственной геологической карты, показывающей, что разрез в пределах вулкана представлен меловыми породами, надвинутыми на палеогеновые отложения, но в тоже время меловые отложения подстилают палеоген на глубинах 1,2–2 км (разрез на рис. 1). В выбросах грязевого вулкана Шуго преобладают меловые породы при подчиненном количестве палеоценовых, верхнемиоценовых (сарматских) и плиоценовых (понтических и киммерийских) и полном отсутствии майкопских [Маслов, 2020].

Грязевые вулканы Гладковский и Шапсугский, выделяются в область меловых вулканов [Шнюков и др., 1986]. Однако, геологический разрез в пределах вулканов не позволяет согласиться с данным утверждением (рис. 1).

В северной части Керченского п-ова, соответствующей южному борту Индоло-Кубанского прогиба, фундамент по данным геофизики опущен на глубину 12–14 км. Геологический разрез хорошо изучен бурением на нефть. В геологическом строении района принимают участие отложения олигоцена-миоцена [Алиев и др., 2015]. Грязевые вулканы связаны с палеоген-миоценовыми структурами, большинство их них характеризуется небольшими возвышенностями и весьма слабой деятельностью. Для Керченских вулканов характерно повышенное содержание углекислого газа [Шнюков и др., 1986; Лаврушин и др., 2022].

Гидрогеохимическая характеристика. Типизация грязевулканических вод по химическому составу приведена в таблице и на диаграмме Пайпера (рис. 2). Согласно макрокомпонентному составу воды под-

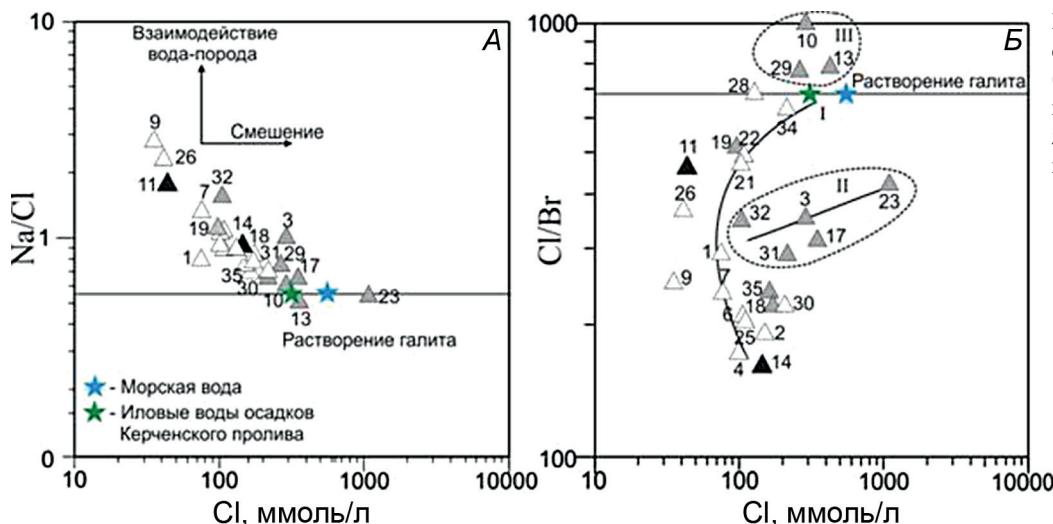


Рис. 3. Изменение молярных отношений Na/Cl (А) и Cl/Br (Б) в зависимости от концентрации хлор-иона в различных грязевулканических водах Керчи и Тамани

разделяются на два типа: $\text{Na}-\text{Cl}$ и $\text{Na}-\text{HCO}_3-\text{Cl}$. Содержания SO_4^{2-} незначительно, лишь в 4-х пробах (1, 3, 23 и 32) концентрации компонентов находятся в интервале 510–2599 мг/л. Минерализация грязевулканических вод изменяется весьма значительно от 8 до 67 г/л, однако для большинства вулканов располагается в интервале значений 10–20 г/л (19 образцов). Преимущественно воды близ нейтральные или слабощелочные с pH (6,8–8,8), однако в присутствии CO_2 pH понижается до 6,2 (проба 29, таблица). На Таманском полуострове грязевулканические воды характеризуются восстановительными условиями, в то время как на Керченском фиксируются воды переходной обстановки (от 0 до +100 мВ).

Содержание SiO_2 в водах высокое, достигает 100 мг/л. Концентрации железа напротив, редко превышают 5 мг/л. Типы вод имеют различия в концентрациях микроэлементов: $\text{Na}-\text{HCO}_3-\text{Cl}$ воды демонстрируют локальное обогащение Fe , Al , B , Co , Zr , Nb , Th , в то время как $\text{Na}-\text{Cl}$ воды характеризуются повышенными концентрациями Li , Mn , Rb , Sr , Y , Mo , Cd , Cs , Ba , W и U .

Основной компонент сопутствующих газов в грязевых вулканах — метан, углекислый газ занимает второе место. Только в одном грязевом вулкане (проба 29) ведущим газом является CO_2 [Лаврушин и др., 2022].

Согласно предыдущим исследованиям геохимические характеристики флюидов грязевых вулканов отражают взаимодействие между диагенетическими процессами, такими как катионный обмен между подземной водой и глинистыми минералами, преимущественно смектитом, а также трансформацией смектита в иллит и созреванием органического вещества [Sokol et al., 2019; Лаврушин и др., 2021].

Отношения $r\text{Na}/r\text{Cl}$ в большинстве грязевулканических проб выше, чем $r\text{Na}/r\text{Cl}$ для морской воды (рис. 3, А), что согласуется с морским генезисом водовмещающих пород и/или участием в формировании водной фазы грязевых вулканов захороненных морских вод [Никитенко и др., 2021]. Более низкие значения $r\text{Na}/r\text{Cl}$ характерные для морских

значений, и даже немного ниже, выявлены в водах трех вулканов (пробы 23, 10 и 13) и указывают на дополнительный источник хлора, например галит.

На рис. 3, Б отчетливо выделяются три области изменения концентраций хлора и брома. Первая область (ветвь I) — связана с низкой минерализацией, и одним из ее составляющих являются Cl/Br значения морской воды [McCaffrey, 1987]. Грязевые воды не отражают бинарного смешивания с конечным элементом морской воды по отношению $r\text{Na}/r\text{Cl}$, и являются результатом взаимодействия вода-порода и/или ионного обмена с породами морского генезиса. Низкие значения Cl/Br и пониженная минерализация, могут быть вызваны поступлением брома в результате десорбции из обменного комплекса глинистых минералов [Лаврушин, 2012].

Вторая область (II) — воды с высокой минерализацией (17–37,5 г/л), близкими к морскому содержанием хлор-иона, но высокими концентрациями брома. Конечным членом этой ветви являются грязевые вулканы, вода которых по минерализации ~64,5 г/л подобна рассолам (проба 23). Эти воды были опробованы на глубинах 117–600 м при разведке Чонгеленского месторождения нефти. Низкая активность грязевого вулкана и расположение в низине (лагуне), свидетельствуют о том, что на состав воды вулкана могут оказывать влияние и рассолы выпаривания. Грязевые вулканы второй области (II) часто имеют нефтяные пленки и содержат много органики.

Третья область (III) содержит грязевые воды вулканы Шапсугского (проба 10), Гладковского (проба 13) и Королевского (проба 29), на формирование химического состава воды которых влияют отложения эвaporитов. Это подтверждается минерологическими наблюдениями [Sokol et al., 2019]. Низкие концентрации HCO_3 свидетельствуют об отсутствие разбавления глубоких $\text{Na}-\text{Cl}$ вод с грунтовыми водами.

Геохимия редкоземельных элементов. Содержания РЗЭ в грязевых вулканах Керченско-Таманской области изменяются значительно: от 0,18

до 7,02 мкг/л (таблица). В водах грязевых вулканов Тамани (13 проб) суммарное количество составляет 16,5 мкг/л редкоземельных элементов ($\Sigma\text{РЗЭ}$), в то время как грязевые вулканы Керченского полуострова содержат только 6,2 мкг/л $\Sigma\text{РЗЭ}$ (13 проб). Такая разница в концентрациях возникает благодаря вкладу двух грязевых вулканов: Семигорского и Шуго (пробы 11 и 14) — располагающихся в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа с Западно-Кубанским бассейном. Без учета этих вулканов $\Sigma\text{РЗЭ}$ в Таманских грязевых вулканах составляет 5,7 мкг/л (11 проб), что очень близко к содержаниям Керченских вулканов.

Для большинства грязевулканических вод отчетливо выражена зависимость $\Sigma\text{РЗЭ}$ от общей минерализации (рис. 4, А), в то время как большинство грязевых вулканов мира [Ершов, 2019] демонстрирует слабую корреляционную связь минерализации и $\Sigma\text{РЗЭ}$ ($r=0,42$). Выявлено два типа вод (рис. 4, А): к первому типу отнесены грязевые вулканы, в которых $\Sigma\text{РЗЭ}$ является функцией минерализации и увеличивается по экспоненте. После достижения определенных значений $\Sigma\text{РЗЭ}$, дальнейшее увеличение минерализации воды не способствует поступлению в нее РЗЭ. Воды, взаимодействующие с галогенами (пробы 10, 13 и 29) и остаточными рассолами (пробы 23, 17 и 3) имеют самые высокие содержания РЗЭ; второй тип — воды с высокими концентрациями РЗЭ, однако при этом $\Sigma\text{РЗЭ}$ не связана с минерализацией (пробы 11 и 14). Мы предполагаем, что за исключением грязевых вулканов зоны сочленения северо-западного Кавказа, остальные грязевые вулканы имеют схожий генезис солевой компоненты.

Линейной корреляции между $\Sigma\text{РЗЭ}$ и pH в региональном плане не выявлено (рис. 4, Б), однако для некоторых вулканов со значительной долей HCO_3^- (>25% от общего анионного состава) такая зави-

симость существует (рис. 5, А). Наиболее явно она проявлена в грязевулканических водах Керченского полуострова (рис. 5, Б). В условиях грязевулканических систем корреляция HCO_3^- и pH проявлена слабо ($r=0,1$), в то время как содержание свободной углекислоты заметно влияет на pH ($r=-0,7$). Концентрации CO_2 уменьшаются с увеличением pH (рис. 5, Б), так как увеличение CO_2 обеспечивает необходимую кислоту для нейтрализации основания, образующегося при растворении осадочных пород. Это создает щелочность (HCO_3^-) и приводит к уменьшению парциального давления CO_2 (за счет превращения растворенного CO_2 в HCO_3^-) (рис. 5, Б). Этот механизм обеспечивает поступление кальция в результате растворения первичных минералов, что приводит к пересыщению воды относительно карбонатных фаз и последующему осаждению кальцита. На рис. 5 крестиками помечены воды, которые находятся в равновесии с кальцитом или перенасыщены по отношению к нему и данные воды имеют статистически значимую корреляцию с редкоземельными элементами ($r=0,5-0,95$) (рис. 5, Г). Вероятно, РЗЭ могут удаляться из раствора при осаждении карбонатов ($R_{\text{РЗЭ-Ca}} = 0,4$).

В целом, за исключением двух грязевых вулканов (пробы 11 и 14), наблюдается неплохая зависимость между $\Sigma\text{РЗЭ}$ и количеством хлор-иона в растворе (рис. 5, Е, Д). При водной миграции в водах первой группы значительная доля РЗЭ переносится в виде комплексов $[\text{РЗЭCl}]^{+2}$. В вулканах второй группы наблюдается резкое увеличение общей суммы РЗЭ, обусловленное растворением аллюмосиликатных и карбонатных фаз в присутствии гидрокарбоната-иона. Графики на рис. 5, Е демонстрируют различные механизмы накопления РЗЭ в водах двух типов. В водах с низким содержанием HCO_3^- источником РЗЭ являются соляные толщи субстрата. Значительная

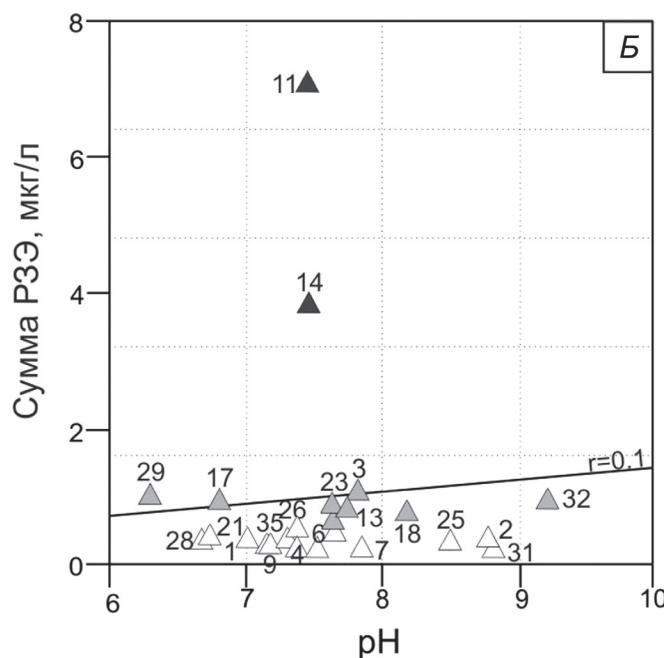
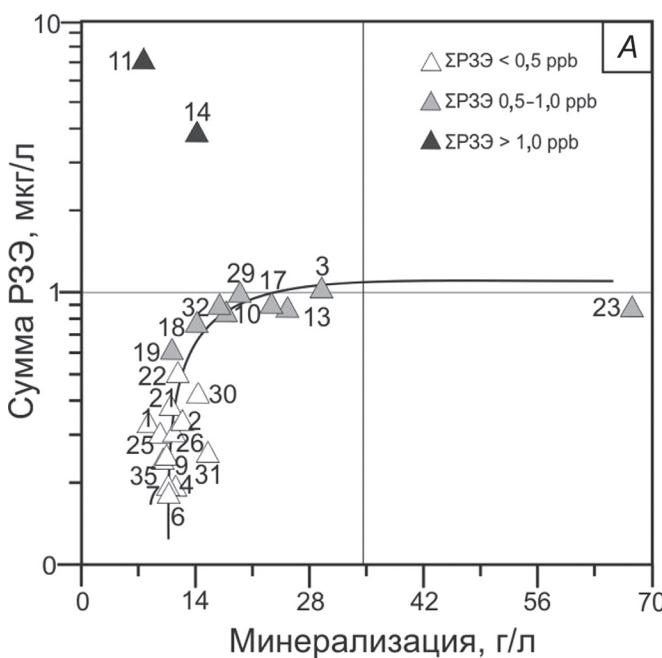


Рис. 4. Зависимость концентраций РЗЭ от общей минерализации и pH грязевулканических вод Керченско-Таманской области

Физико-химические параметры и содержания РЗЭ в изученных грязевулканических водах

Номер пробы		1	3	10	13	17	18	4	2	6	7	9	11	14
Параметр	Ед. изм.	Таманский полуостров												
T	°C	20	33	23	20	17	17	21,4	29	17	20	27	17	24
Ph	Ед.	7	7,8	7,7	7,7	6,8	8,18	7,4	8,9	7,5	7,8	7,2	7,5	7,5
Eh	Mв	-280	-188	92	-120	-166	-130	-160	-219	-156	-206	-159	-38	-191
Минерализация	мг/л	8,5	28,4	17,6	18	23,3	14,1	9,7	15,8	11	12,8	10,7	7,6	16
Тип воды		Na-Cl						Na-HCO ₃ -Cl						
Осн. газ		CH ₄												
La	мкг/л	0,0274	0,191	0,111	0,125	0,235	0,103	0,0882	0,0331	0,019	0,016	0,023	1,271	0,643
Ce		0,0647	0,252	0,025	0,016	0,079	0,192	0,0166	0,0779	0,016	0,013	0,039	2,691	1,241
Pr		0,0093	0,0434	0,005	0,007	0,014	0,024	0,0033	0,0114	0,004	0,004	0,005	0,309	0,149
Nd		0,0448	0,187	0,027	0,039	0,048	0,119	0,0175	0,0479	0,022	0,014	0,018	1,251	0,615
Sm		0,0208	0,0579	0,055	0,072	0,046	0,042	0,013	0,0267	0,019	0,017	0,023	0,316	0,196
Eu		0,0099	0,0386	0,364	0,362	0,24	0,07	0,0044	0,0191	0,042	0,017	0,045	0,374	0,387
Gd		0,0287	0,0791	0,105	0,12	0,085	0,044	0,013	0,028	0,023	0,022	0,027	0,337	0,24
Tb		0,0057	0,0078	0,004	0,005	0,006	0,006	0,0024	0,0037	0,002	0,003	0,003	0,037	0,019
Dy		0,0296	0,0601	0,024	0,021	0,025	0,037	0,011	0,0207	0,009	0,022	0,015	0,186	0,104
Ho		0,007	0,0166	0,005	0,005	0,007	0,01	0,0028	0,0049	0,002	0,005	0,004	0,035	0,019
Er		0,0283	0,0515	0,016	0,018	0,023	0,03	0,0097	0,0212	0,009	0,017	0,012	0,098	0,06
Tm		0,0063	0,0133	0,005	0,006	0,006	0,006	0,0025	0,0051	0,002	0,005	0,004	0,013	0,011
Yb		0,0303	0,0721	0,028	0,034	0,043	0,051	0,011	0,0269	0,013	0,033	0,015	0,093	0,054
Lu		0,0052	0,021	0,006	0,009	0,01	0,01	0,0027	0,00705	0,003	0,005	0,005	0,014	0,015
Σ РЕЕ		0,318	1,091	0,78	0,84	0,87	0,74	0,198	0,334	0,18	0,19	0,24	7,02	3,75
Σ ЛРЕЕ		0,206	0,848	0,69	0,74	0,75	0,59	0,15	0,244	0,14	0,1	0,18	6,54	3,46
Σ ТРЕЕ		0,112	0,243	0,09	0,1	0,12	0,15	0,042	0,09	0,04	0,09	0,06	0,48	0,28
Ce/Ce*		0,87	0,6	0,2	0,1	0,2	0,8	0,1	0,86	0,4	0,3	0,8	0,9	0,9
Eu/Eu*		1,8	2,5	20	17	16	7	1,5	3,1	9	3,9	8	5	8
Ho/Ho*		1	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,2	1	1,1	1,2	1,3	1,2	1,1
Th	мкг/л	0,006	0,05	0,01	0,01	0,024	0,052	0,006	0,015	0,008	0,007	0,008	0,44	0,17

разница ΣРЗЭ в хлоридно-гидрокарбонатных водах вулканов зоны сочленения с Кавказом видимо отражает различие в минерально-геохимическом составе вмещающих толщ. Таким образом, источники поступления РЗЭ и геохимический тип водной фазы тесно связаны.

Некоторые микроэлементы демонстрируют положительную корреляцию с РЗЭ, что указывает на их общий источник: значимые корреляционные связи ΣРЗЭ получены для Al ($r=0,93$), Zn ($r=0,6$) и Sr ($r=0,5$) (рис. 6, А, Б). Для некоторых индивидуальных редкоземельных элементов эти связи более значимы, чем для других. Так коэффициент корреляции Sr с Eu составляет 0,67, в то время как для Sr с Ce — всего 0,01. Цинк хорошо коррелирует с иттербием ($r=0,69$), лантаном ($r=0,57$), европием ($r=0,5$) и церием ($r=0,47$). Данные корреляции указывают на поступление РЗЭ в водную fazу при растворении карбонатов и сульфатов стронция и цинка. Минералогическими исследованиями твердой фракции

вулканов Булганакской группы Керчи [Sokol et al., 2018] было подтверждено наличие сульфатов SrSO₄ и карбонатов цинка Zn₅(OH)₆(CO₃)₂ (гидроцинзит).

Редкоземельные элементы в исследованных водах хорошо коррелируют с торием ($r=0,9$), который часто ассоциируется в минералах с РЗЭ. Одним из минералов, содержащих церий и торий, является церианит ((Ce, Th)O₂), который формируется при окислении Ce³⁺ до Ce⁴⁺. Возможно, поступление церия в воду происходит в результате растворения церианита. Мы сравнили величину цериевой аномалии (Ce/Ce*) и содержание CO₂ и установили, что в грязевых вулканах Керчи значения Ce/Ce* достаточно хорошо коррелируются со значениями CO₂_{своб} с $r=0,7-0,9$ (рис. 7, А). С увеличением свободной углекислоты увеличивается и степень «окисленности» церия (Ce/Ce*<<1). Несмотря на восстановительные условия системы, положительной аномалии Ce в водах грязевых вулканов не наблюдается. Некоторые вулканы Таманского полуострова (см.

Номер пробы		23	29	30	31	34	35	19	21	22	25	26	28	32		
Параметр	Ед. изм.	Керченский полуостров														
Тип воды		Na-Cl							Na-HCO ₃ -Cl							
Преобладающий газ		CH ₄	CO ₂	CH ₄												
T	°C	23	23	23	22	20	21	28	23	24	23	23	25	24		
pH	Ед.	7,63	6,29	7,65	8,82	8	7,15	7,64	6,73	7,39	8,5	7,3	6,68	8,38		
Eh	Mв	-331	15	59	37	-95	-125	-119	-152	-152	-185	85	-23			
Минерализация	г/л	67,5	17,2	14,4	15,5	13,4	10,3	11,1	10,9	11,8	10,1	11,2	11,2	17,1		
La	мкг/л	0,179	0,137	0,0496	0,0259	0,0286	0,0213	0,0821	0,0589	0,0795	0,0432	0,0734	0,055	0,0632		
Ce		0,0372	0,0706	0,109	0,0394	0,0269	0,0356	0,165	0,0542	0,136	0,0808	0,0462	0,0301	0,135		
Pr		0,018	0,0123	0,0153	0,0056	0,0049	0,0051	0,0236	0,0084	0,0177	0,0115	0,0069	0,0046	0,0177		
Nd		0,089	0,0598	0,0618	0,0368	0,02	0,0345	0,0866	0,0348	0,0723	0,0464	0,0254	0,0226	0,0908		
Sm		0,1	0,0597	0,024	0,022	0,019	0,021	0,0344	0,0301	0,0259	0,0204	0,0225	0,0234	0,0449		
Eu		0,045	0,4	0,0349	0,0093	0,0503	0,0273	0,0775	0,0795	0,0355	0,0156	0,0463	0,0885	0,0205		
Gd		0,13	0,117	0,0392	0,018	0,026	0,026	0,0459	0,0347	0,0339	0,021	0,0276	0,0387	0,0672		
Tb		0,014	0,0045	0,0039	0,0034	0,0028	0,003	0,0058	0,004	0,005	0,0036	0,0031	0,0026	0,0108		
Dy		0,07	0,0285	0,019	0,018	0,011	0,018	0,0216	0,015	0,0241	0,0174	0,012	0,011	0,0798		
Ho		0,02	0,0063	0,0049	0,004	0,0028	0,0042	0,0047	0,0063	0,0048	0,0044	0,0039	0,0029	0,0278		
Er		0,055	0,017	0,015	0,015	0,013	0,011	0,015	0,013	0,01	0,014	0,011	0,0052	0,0958		
Tm		0,016	0,0052	0,0038	0,0032	0,0032	0,0037	0,0034	0,0039	0,0028	0,0034	0,0029	0,0022	0,0201		
Yb		0,075	0,039	0,021	0,016	0,016	0,019	0,0252	0,02	0,016	0,0216	0,018	0,016	0,178		
Lu		0,0043	0,005	0,005	0,0323	0,0043	0,0181	0,0041	0,0037	0,021	0,0037	0,0033	0,0052	0,0125		
Σ РЕЕ		0,853	0,962	0,406	0,249	0,229	0,248	0,595	0,366	0,484	0,307	0,303	0,308	0,864		
Σ ЛРЕЕ		0,598	0,857	0,334	0,157	0,176	0,171	0,516	0,3	0,4	0,239	0,248	0,263	0,439		
Σ ТРЕЕ		0,254	0,105	0,073	0,092	0,053	0,077	0,08	0,066	0,084	0,068	0,054	0,045	0,425		
Ce/Ce	мкг/л	0,1	0,3	0,8	0,7	0,5	0,7	0,8	0,5	0,8	0,8	0,4	0,3	0,8		
Eu/Eu		2	20	5	2	10	5	9	11	5	3	8	13	2		
Ho/Ho*		1,1	1,3	1,3	1,2	1,1	1,2	1	1,9	1,3	1,2	1,2	1,2	1,3		
Th		0,041	0,017	0,017	0,01	0,007	0,01	0,028	0,0145	0,038	0,01	0,01	0,007	0,134		

таблицу, пробы 1, 11 и 14) демонстрируют более слабые аномалии церия ($Ce/Ce^*=0,9$), чем другие, характеризующие восстановительные обстановки их формирования. Ярко выраженную отрицательную аномалию церия имеют воды грязевых вулканов, приуроченные к породам Майкопской серии.

По нашему мнению, причины возникновения цериевой аномалии в водной фазе вулканов Тамани и Керченского полуострова различны. В вулканах Тамани не установлена зависимость между CO_2 -своб. и Ce/Ce^* ($r=0,06$), что указывает на более сложные процессы взаимодействия в геохимической системе, которые включают биохимическое фракционирование вследствие анаэробной деградации и метаногенеза [Etiope et al., 2009]. Интересно, что в породах майкопской серии, глинах и минералах (пирит) наблюдается подобный цериевый минимум [Sokol et al., 2018; Батурина, 2008].

Независимо от геолого-тектонического строения регионов, глубины залегания материнских пород и литологии вмещающих толщ во всех исследованных водах выявлены европиевый ($Eu/Eu^*=1,5-$

20) и гольмиевый максимумы ($Ho/Ho^*=1,0-1,3$). Гольмиевая аномалия является типичной для пород и минералов всех изученных грязевых вулканов и наследуется водами (рис. 8).

Европиевая аномалия не характерна ни для пород Майкопа ($Eu/Eu^*=0,9-1,4$), ни для грязи, выбрасываемой меловыми вулканами ($Eu/Eu^*=0,3-1,2$), ни для современных морских вод. Наиболее близкие к породам европиевые аномалии в водах грязевых вулканов Кучугурский (проба 1, $Eu/Eu^*=1,8$) и Чушка (проба 4, $Eu/Eu^*=1,5$). Положительные аномалии Eu характерны для глубинных высокотемпературных флюидов [Дубинин, 2006]. Глубинные температуры формирования грязевулканических вод служат подтверждением влияния этих процессов на формирование Eu-аномалии [Лаврушин и др., 2021]. Также известно, что положительные аномалии Eu в подземных водах обычно отражают интенсивное выветривание вмещающих пород и образуются в результате растворения плагиоклаза [Johanesson, 2005]. На растворение плагиоклаза указывают рассмотренные ранее корреляции РЗЭ с Ca и Sr, а так-

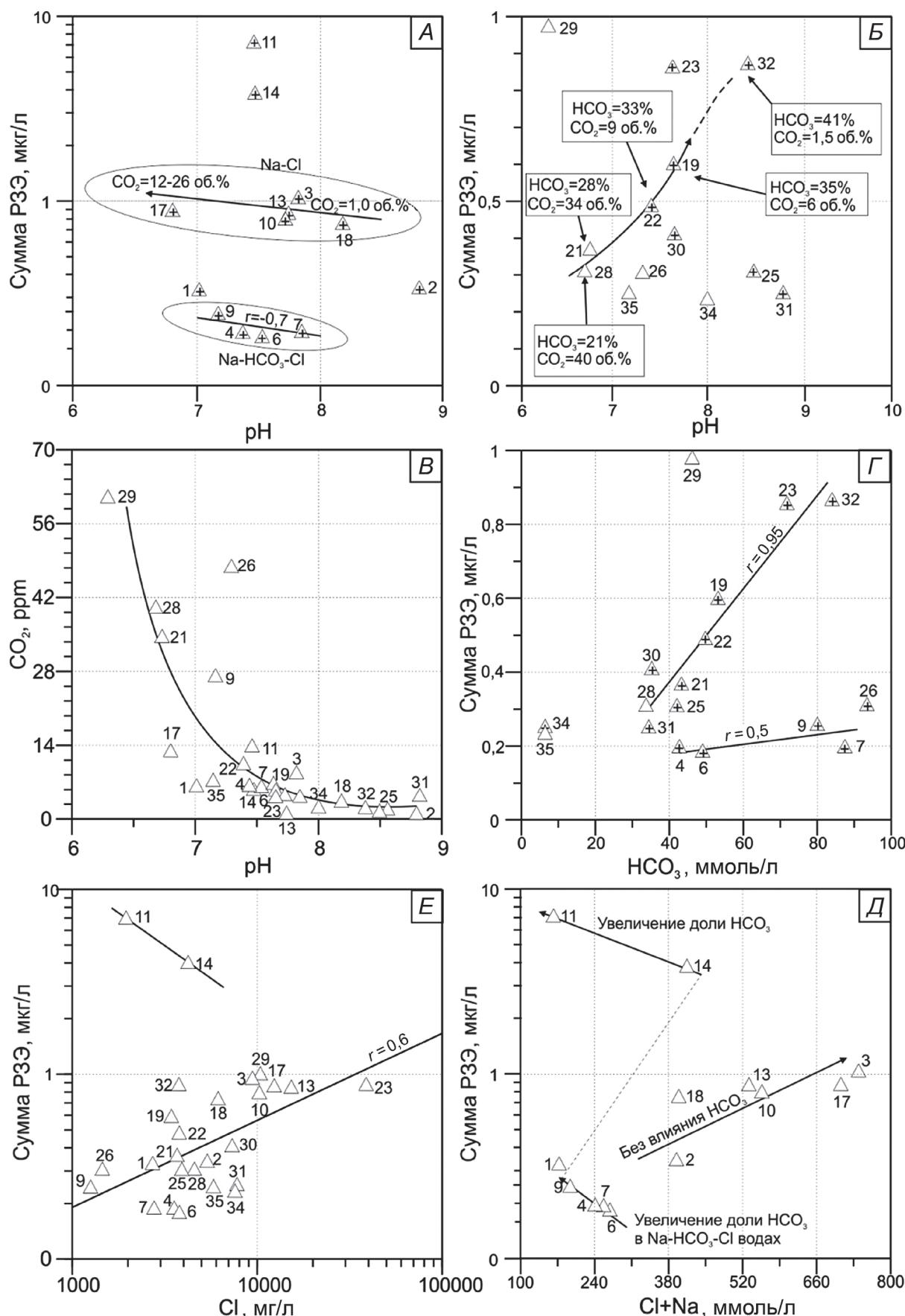


Рис. 5. Соотношение между pH и РЗЭ в грязевулканических водах Тамани (А) и Керчи (Б), pH и концентраций свободного CO₂ (В), корреляции РЗЭ с гидрокарбонат-ионом в водах пересыщенных или равновесных по отношению к кальциту (помечены +) в грязевых вулканах Керченского полуострова (Г), корреляции РЗЭ с хлором (Д), а также особенности накопления РЗЭ в зависимости от типа вод (Е)

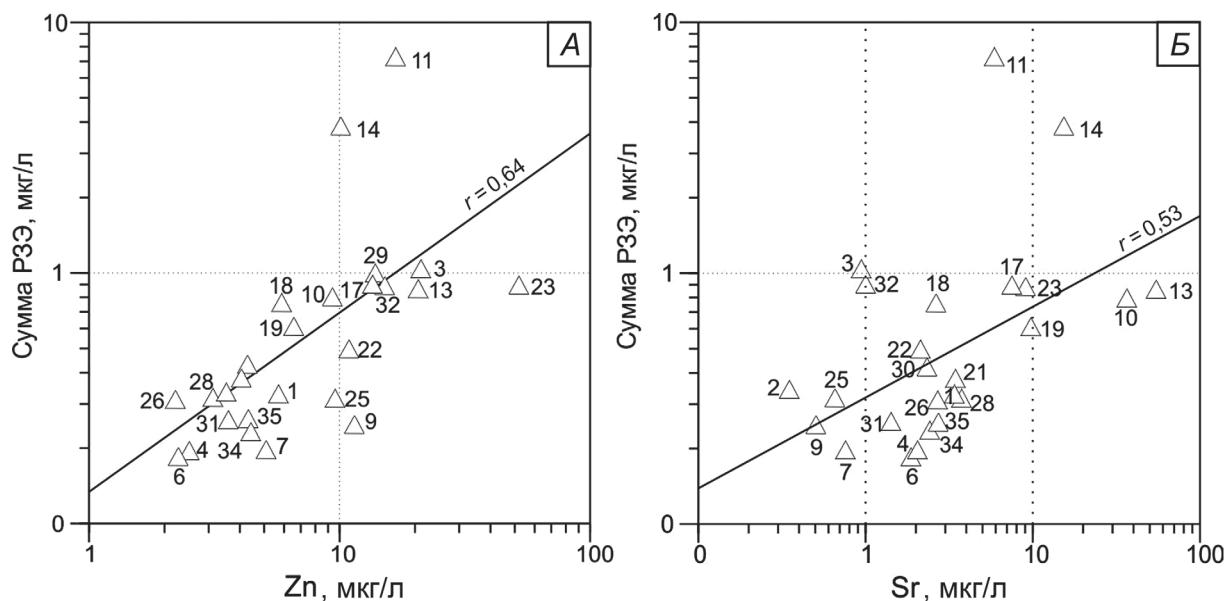


Рис. 6. Зависимость концентраций РЗЭ от содержаний цинка (A) и стронция (B) в воде

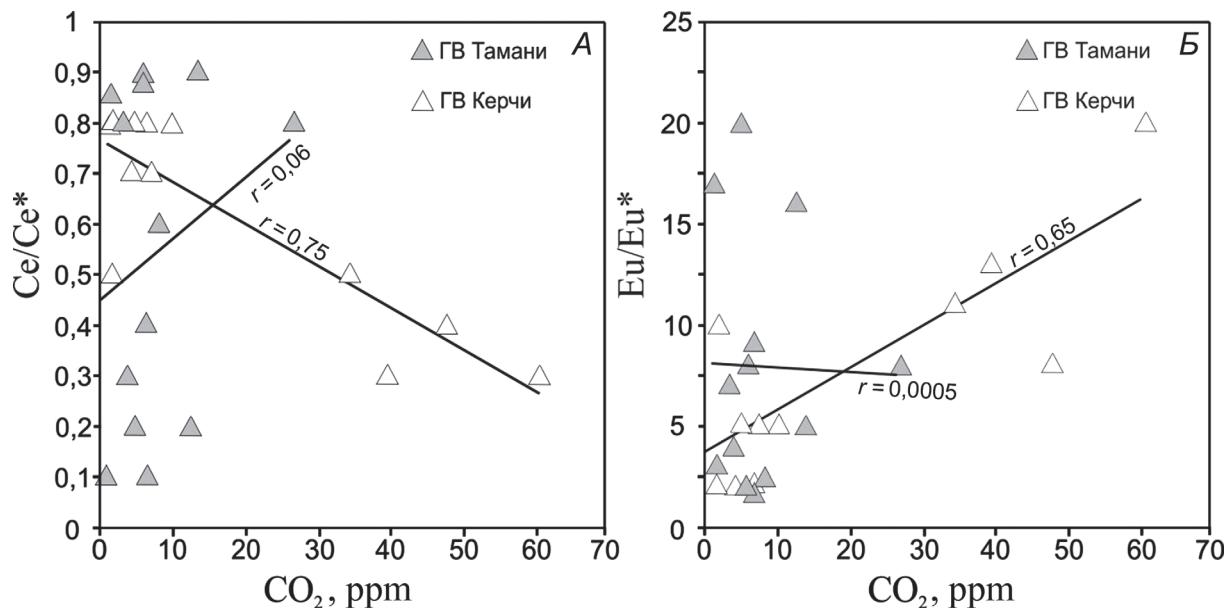


Рис. 7. Корреляции аномалий церия (A) и европия (B) с содержаниями свободного углекислого газа в грязевых вулканах Керчи и Тамани

же корреляция между Eu/Eu* и CO₂. Для вулканов Керченского полуострова коэффициент корреляции Eu/Eu* с CO₂ составляет 0,65, а для Тамани связь отсутствует (рис. 7, Б). Очевидно, что подобные различия обусловлены вариациями состава субстратов грязевого вулканизма и сопутствующих газов.

Еще одним индикатором фракционирования РЗЭ является отношение Y/Ho. Вследствие одинакового заряда и почти идентичного ионного радиуса иттрий считается геохимическим двойником гольмия, но при этом из-за разной способности к комплексообразованию гольмий извлекается из воды в два раза быстрее, чем иттрий [Kranendonk et al., 2003]. Из всех соотношений элементов соотношение Y/Ho является наименее изменчивым в природе,

и в более, чем 95% пород является хондритным (Y/Ho = 28 ± 3,5) [Barth et al., 2000]. В морской воде отношение массы Y/Ho составляет ~60, а для известняков варьируется от 40 до 47. Соотношение Y/Ho для отложений верхнего и нижнего майкопа, рассчитанное по данным Э. Сокол [Sokol et al., 2019], составляет 25–31. Майкопские глины с восточного побережья Каспийского моря (п-ов Мангышлак) имеют значения еще ниже — Y/Ho ~14 [Батурина, 2008]. Значительная часть вод исследованных грязевых вулканов Керчи и Тамани (11 проб) имеют Y/Ho соотношения близкие к майкопским и не испытывают значительного фракционирования при подъеме к поверхности. Грязевые вулканы, расположенные в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа

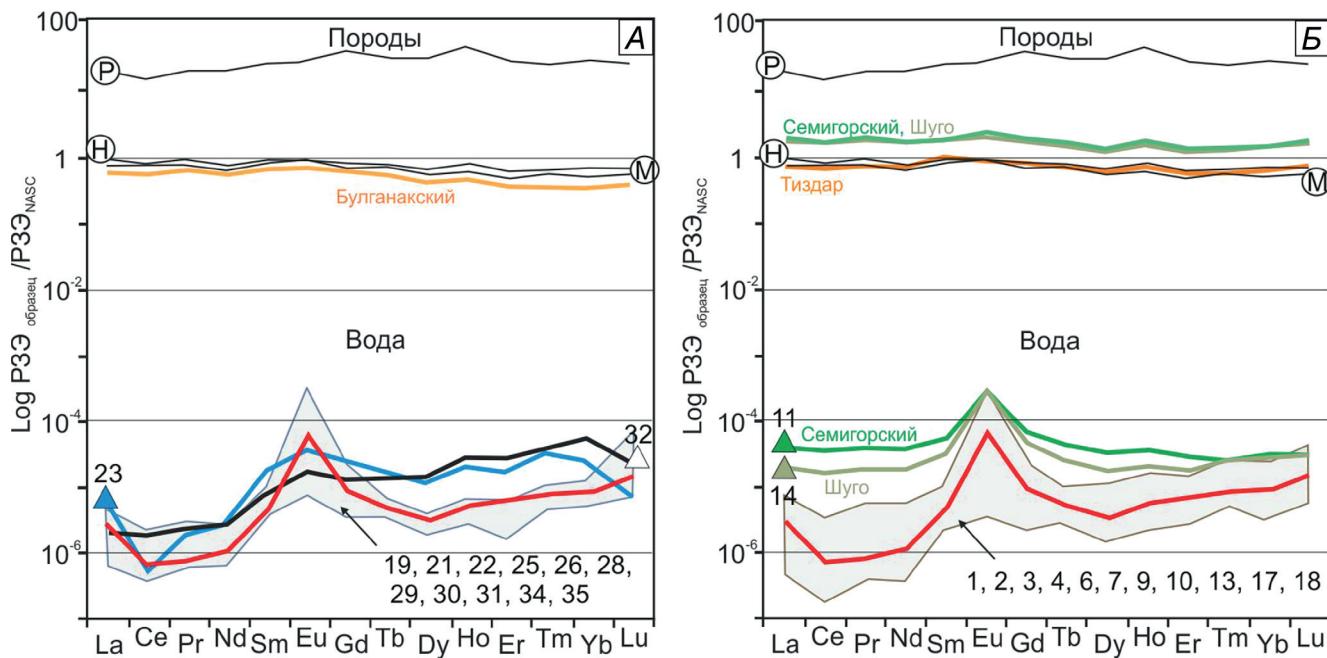


Рис. 8. Нормализованные к Северо-Американскому сланцу (NASC) концентрации РЗЭ в водах и породах Керченского (А) и Таманского (Б) полуостровов. Серым цветом показана зона распределения РЗЭ характерная для большинства исследованных грязевых вулканов на каждом полуострове. Красная линия — профиль распределения РЗЭ в море (побережье Керчинского пролива, коса Чушка). Профили РЗЭ для пород и минералов: Р — рудный материал майкопских брекчий Каспия [Батурина, 2008], Н — средний майкоп, М — верхний майкоп, Булганакский — сопочный ил Булганакского вулкана [Sokol, 2018], Семигорский, Шуго, Тиздар — сопочный ил [Федоров и др., 2011]

с кайнозоем Индоло-Кубанского прогиба (пробы 11 и 14) показывают соотношения, характерные для известняков, с небольшим влиянием терригенных отложений для пробы 11. Это хорошо согласуется с геологическим строением меловых и юрских отложений северо-западного Кавказа. Группа грязевулканических вод (пробы 10, 13, 17 и 29) показывает самые высокие Y/Ho соотношения, ранее отмеченные только для поздне архейских строматолитов [Kamberr and Webb, 2001]. Выше было показано, что эти же грязевые вулканы генетически связаны с эвапоритами. Грязевые вулканы, расположенные на побережье Азовского моря, имеют Y/Ho отношения близкие к морским водам (проба 1 Y/Ho = 45; проба 28 Y/Ho = 59). Самые низкие Y/Ho отношения в пробах 23 (Y/Ho = 4) и 4 (Y/Ho = 7) указывают на связь с горизонтами, обогащенными органическим веществом [Батурина, 2008].

Полученные Y/Ho отношения хорошо согласуются с выделенными на основании Cl/Br отношений генетическими группами (рис. 3).

Для оценки степени фракционирования РЗЭ в водах используется нормализация к содержанию РЗЭ в породах типичных континентальных отложений. Нормированные к Северо-Американскому сланцу (NASC) профили РЗЭ показали, что большая часть грязевулканических вод (22 пробы) имеют идентичное распределение РЗЭ с заметным поднятием профиля от легких к тяжелым РЗЭ (рис. 8, А, Б), что обусловлено увеличением комплексообразования РЗЭ по мере увеличения их массового числа

с карбонат-ионами [Byrne & Kim, 1990]. Тяжелые РЗЭ почти полностью связаны стабильными карбонатными комплексами, а легкие РЗЭ находятся в растворе в ионной форме, что делает их более восприимчивыми к удалению из раствора при адсорбции [Byrne et al., 1990; Sholkovitz et al., 1994].

Сходные профили распределения РЗЭ значительного количества грязевых вулканов, указывают на их однотипные условия формирования и эволюцию. Интересно, что распределение РЗЭ в современных морских водах Керчинского полуострова имеет точно такой же профиль и отражает средние значения уровней РЗЭ для вулканов Тамани и Керчи (рис. 8, А, Б). Опубликованные данные [Möller, 2008] показывают, что профиль распределения РЗЭ в подземных водах преимущественно маркирует обстановку в областях питания водоносного горизонта, и в меньшей степени отражает характеристики водовмещающих пород. Данное утверждение основано на том, что насыщение воды РЗЭ происходит достаточно быстро и в последствие не претерпевает значимых изменений. Если это так, то морская вода, формировавшая отложения майкопа по уровню концентраций РЗЭ была схожа с современной.

Профили распределения РЗЭ в сопочном иле грязевых вулканов Тамани и Керчи и майкопских отложений идентичны, что подтверждает их родство (рис. 8, А, Б). В то время как тренды РЗЭ вулканов Тобечик (проба 23), Барух-Оба (проба 32), Семигорский (проба 11) и Шуго (проба 14) резко контрастируют с остальными профилями.

Спектры РЗЭ в водах грязевых вулканов Керченского полуострова Тобечик (проба 23) и Барух-Оба (проба 32) демонстрируют тенденцию к накоплению тяжелых и средних РЗЭ (рис. 8, А), их отличительной особенностью является близкое соседство с нефтяными месторождениями полуострова и высокие значения минерализации. Морфологически эти грязевые вулканы не имеют ярко выраженных конусов и находятся в краевых частях лагун. Наиболее вероятно, что низкая грязевулканическая активность вулканов вызывает накопление средних и тяжелых РЗЭ в водной фазе, в то время как легкие РЗЭ изымаются из раствора коллоидами. Это подтверждается слабо выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2$).

Из грязевых вулканов Тамани подобное и наиболее близкое распределение РЗЭ имеет вулкан Сопка (проба 3). При опробовании грязевой вулкан Сопка был малоактивен и содержал мало воды в бессточном грифоне. Вероятно, процессы испарительного концентрирования и аутигенного минералообразования играют важную роль в распределении РЗЭ в водах небольших и малоактивных вулканов. В работе А.В. Некипеловой с коллегами [Некипелова и др., 2021], изучавшей фракционирование РЗЭ на месторождениях керченских оолитовых железных руд показано, что накопление средних и тяжелых РЗЭ является особенностью аутигенных морских фосфатов. При этом преобладают фазы рабдофанового типа ($(\text{Ce}(\text{PO}_4)_2)_n \text{H}_2\text{O}$), обогащенные La, Pr, Nd, Ca, обедненные Ce и лишенные Th. Единые процессы, обуславливающие формирования состава этих трех вулканов уже были отмечены нами при рассмотрении вопросов генезиса через отношения Cl/Br (рис. 3). Полученные данные по распределению РЗЭ являются доказательством, что химический состав сопочной воды этих вулканов, подвержен процессам приповерхностного испарительного концентрирования. В то время как генезис воды вулканов Южно-Нефтяной (проба 17) и Арма-Эли (проба 31) более глубинный и связан с процессами типичными для основной группы вулканов. Отметим, что профиль распределения РЗЭ в минеральной воде (5 г/л) изливающейся из старой нефтяной скважины на месторождении Барух-Оба (проба 32), отличается от грязевых вулканов. Нормированные значения показывают, что по сравнению с водами грязевых вулканов, они обогащены легкими РЗЭ.

Нормированные профили вод грязевых вулканов Семигорский и Шуга, локализованных в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа с Западно-Кубанским бассейном, практически идентичны и кардинально отличаются от профилей других вулканов региона. Профили пологие, без явного облегчения легкими РЗЭ и тенденции к накоплению тяжелых РЗЭ. Отрицательная цериевая аномалия очень незначительная, при сохранении положительных европиевой и гольмииевой аномалий. Распределение РЗЭ в водной фазе сходно с их распределением

в породах, слагающих эти грязевые вулканы. Однако, абсолютные концентрации РЗЭ воды на несколько порядков ниже (рис. 8, Б). Однотипность трендов указывает на минимальное фракционированию редкоземельных элементов при подъеме флюида к поверхности.

Заключение. Проведенные исследования позволили оценить содержания РЗЭ и их фракционирование в водах грязевых вулканов Таманского и Керченского полуостровов. Кроме того, использование РЗЭ в качестве маркеров геохимических процессов позволило выявить механизмы взаимодействия вода–порода–газ в исследованных вулканах, установить источники вещества и, определить грязевые вулканы, наиболее подверженные влиянию углеводородов.

Самые высокие концентрации РЗЭ наблюдаются в грязевых вулканах, расположенных в пределах древнейших меловых отложений в области влияния листрических разломов зоны сочленения Северо-Западного Кавказа с Западно-Кубанским бассейном (вулканы Семигорский и Шуга). По мере удаления от мезозойского источника ΣРЗЭ резко снижается. Выявленные различия в поведении РЗЭ указывают на значительную латеральную неоднородность состава грязевулканических коллекторов и определяются положением мест отбора проб относительно основных линеаментов.

На основе отношения Cl/Br и Y/Ho выделено три типа грязевулканических вод различных по генезису. Большую группу составляют грязевые вулканы, в которых формирование химического состава воды связано с водовмещающими породами морского генезиса и/или участием седиментационных захороненных морских вод. Три грязевых вулкана (пробы 10, 13, 29) также демонстрируют взаимодействие с галогенными отложениями (галлит), а вода одного грязевого вулкана (проба 23) имеет отношение Cl/Br и минерализацию характерные для слабых рассолов. Сопоставление с Y/Ho в породах показало, что основная часть грязевых вулканов имеет значения характерные для пород майкопской серии. Воды грязевых вулканов Семигорского и Шуга, по геологическим данным относящиеся к меловым и юрским породам, имеют более высокие значения Y/Ho подтверждающие их генетическое отличие от пород майкопа. Грязевые вулканы под номерами 10, 13, 29 и 3, 23, 32, по-видимому, имеют типичный для большинства вулканов генезис с корнями в породах майкопа, однако Y/Ho отношения в них изменены под влиянием наложенных процессов (нефтяные воды, испарительное концентрирование и т.д.).

Выявлено значительное влияние свободного CO₂ на суммарное содержание РЗЭ в водах, а также на величину аномалий церия и европия в грязевых вулканах Керченского полуострова. Однако, для вулканов Тамани подобной закономерности не обнаружено.

Финансирование. Работа выполнена в рамках и за счет Российско-Китайского проекта Российской научного фонда (грант № 23-47-00035)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев А.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Баку: Nafta-Press, 2015. 322 с.
2. Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Кузнецов А.Б. Изотопный состав стронция в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499, № 1. С. 19–25.
3. Батурин Г.Н. Металлоносность майкопских костных брекций и костного дегрита со дна океана // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 421, № 1. С. 853–858.
4. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Гордеев Н.А. Структура Керченско-Таманской складчатой зоны Азово-Кубанского прогиба // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2021. № 2 (50). С. 64–83.
5. Горбатиков А.В., Собисевич А.Л., Овсянченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексурно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуга // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421, № 5. С. 670–674.
6. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.
7. Еловский Е.В. Математическое устранение спектральных помех при прямом определении редкоземельных элементов в природных водах методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Масс спектрометрия. 2015. Т. 12, № 2. С. 107–116.
8. Еришов В.В., Еловский Е.В., Пузич И.Н. Закономерности распределения редкоземельных элементов в грязевулканических водах // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, № 1. С. 71–73.
9. Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Кавказская. Объяснительная записка [Электронный ресурс] Минприроды России, Роснедра, ГНЦ ФГУП «Южморгеология», ФГУП «Кавказгеолсъемка». Электрон. текстовые дан. М.: ВСЕГЕИ, 2021.
10. Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Отв. ред. Б.Г. Поляк // Тр. ГИН РАН. Вып. 599. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
11. Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Сокол Э.В. и др. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 2. Генезис грязевулканических газов и региональные геохимические тренды // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 1. С. 3–27.
12. Маслов А.В. Шевченко В.П. Систематика редких и рассеянных элементов в сопочном иле грязевых вулканов Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2020. Т. 65, № 9. С. 886–910.
13. Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Редкоземельные фосфаты в керченских икриновых рудах // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 10. С. 1447–1471.
14. Никитенко О.А., Еришов В.В. Глобальные закономерности формирования химического состава грязевулканических вод // Геохимия. 2021. Т. 66, № 10. С. 887–903.
15. Попков В.И., Попков И.В. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности и возможные типы ловушек нефти и газа в складчато-орогенных зонах на примере Северо-Западного Кавказа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 2. С. 8.
16. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. и др. Глубинное строение северо-западного окончания Кавказа по новым геолого-геофизическим данным // Физика Земли. 2020. № 6. С. 48–65.
17. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуга) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2 (36). С. 80–93.
18. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В. и др. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. 2019. № 4. С. 78–96.
19. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Систематика элементов-примесей в продуктах извержений ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской области (по данным ICP-MS) // Литосфера. 2011. № 5. С. 117–123.
20. Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В. и др. Геохимические особенности распределения основных и редкоземельных элементов в Паратурнской и Большебанной гидротермальных системах Камчатки // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 6. С. 102–119.
21. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова Думка, 1986. 148 с.
22. Шнюков Е.Ф., Юшин А.А., Парышев А.А. и др. С своеобразие Семигорского грязевого вулкана (северо-западный Кавказ) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 3 (41). С. 38–55.
23. Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L. Tracking the budget of Nd and Ta in the continental crust // Chemical Geology. 2000. Vol. 165. P. 197–213.
24. Byrne R.H., Kim K.H. Rare-earth element scavenging in seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. № 54. P. 2645–2656.
25. Etiope G., Feyzullayev A., Baciu C.L. Terrestrial methane seeps and mud volcanoes: A global perspective of gas origin // Mar. Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 333–344.
26. Johannesson K.H. Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems. Springer, Dordrecht. 2005. 295 p.
27. Kamber B.S., Webb G.E. The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: Implications for ocean chemistry and continental erosion history // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. Vol. 65. P. 2509–2525.
28. Kikvadze O.E., Lavrushin V.Yu., Pokrovskii B.G., Polyak B.G. Gases from mud volcanoes of western and central Caucasus // Geofluids. 2010. Vol. 10. P. 486–496.
29. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // J. Sedim. Petrol. 1987. Vol. 57(5). P. 928–937.
30. Möller P., Rosenthal E., Dulski P., Geyer S. Characterization of recharge areas by rare earth elements and stable isotopes of H₂O // The Water of the Jordan Valley Scarcity and Deterioration of Groundwater and its Impact on the Regional

- Development / Eds. P. Möller, E. Rosenthal. Springer. 2008. P. 123–148.
31. Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E., et al. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. Vol. 64, № 11. P. 1925–1944.
32. Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L. Ocean particle chemistry — the fractionation of rare-earth elements between suspended particles and seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. Vol. 58. P. 1567–1579.
33. Sokol E., Koch S., Kozmenko O., et al. Mineralogy and Geochemistry of Mud Volcanic Ejecta: A New Look at Old Issues (A Case Study from the Bulganak Field, Northern Black Sea) // *Minerals*. 2018. Vol. 8. P. 344.
34. Sokol E.V., Koch S.N., Kozmenko O.A., et al. Boron in an Onshore Mud Volcanic Environment: Case Study from the Kerch Peninsula, the Caucasus Continental Collision Zone // *Chemical Geology*. 2019. Vol. 525. P. 58–81.
35. Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archaean ocean // *Geobiology*. 2003. Vol. 1. P. 91–108.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 550.4.02, 544.02

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-72-77

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ В УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ПОРОДАХ С НИЗКИМ ЕЕ СОДЕРЖАНИЕМ

Елизавета Андреевна Краснова^{1✉}, Андрей Юрьевич Бычков²,
Надежда Александровна Криволуцкая³, Татьяна Алексеевна Веливецкая⁴,
Владимир Леонидович Косоруков⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; e.krasnova@oilmsu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andrewbychkov@rambler.ru

³ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; nakriv@mail.ru

⁴ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; velivetskaya@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kosorukov-vladimir@rambler.ru

Аннотация. Усовершенствована и апробирована методика разложения образцов и выделения сульфида серебра для последующего определения изотопного состава серы методом изотопной масс-спектрометрии. Описаны аналитические и методические проблемы, возникающие в процессе подготовки исследуемых образцов к анализу, указаны направления их решения. Правильность разработанной методики проверена при помощи сравнительного анализа различных методик в трех лабораториях с использованием международных аттестованных стандартных образцов горных пород.

Ключевые слова: изотопная геохимия серы, сибирские траппы, ультрабазит-базитовые породы, методика выделения серы

Для цитирования: Краснова Е.А., Бычков А.Ю., Криволуцкая Н.А., Веливецкая Т.А., Косоруков В.Л. Методика определения изотопного состава серы в ультрабазит-базитовых породах с низким ее содержанием // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 72–77.

METHOD FOR DETERMINING THE SULFUR ISOTOPIC COMPOSITION IN ULTRAMAFIC-MAFIC ROCKS WITH A LOW SULFUR CONTENT

Elizaveta A. Krasnova^{1✉}, Andrey Yu. Bychkov², Nadezhda A. Krivolotskaya³,
Tatyana A. Velivetskaya⁴, Vladimir L. Kosorukov⁵

¹ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKhI), Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; e.krasnova@oilmsu.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andrewbychkov@rambler.ru

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKhI), Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; nakriv@mail.ru

⁴ Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia; velivetskaya@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kosorukov-vladimir@rambler.ru

Abstract. The method of sample decompounding and silver sulfide precipitation for determination of the isotopic composition of sulfur by isotope mass spectrometry has been tried out and improved. The analytics and methodology of preparing test samples for analysis are described, task variations are indicated. The validity of the developed method of sample preparation was verified by a comparative analysis of various methods in three laboratories using internationally certified standards.

Keywords: sulfur isotope geochemistry, siberian traps, ultramafic-mafic rocks, sulfur extraction method

For citation: Krasnova E.A., Bychkov A.Yu., Krivolotskaya N.A., Velivetskaya T.A., Kosorukov V.L. Method for Determining the Sulfur Isotopic Composition in Ultramafic-Mafic Rocks with a Low Sulfur Content. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 72–77. (In Russ.).

Введение. При изучении природы образования рудных месторождений важно определение источника серы, которым являются либо расплавы, либо гидротермальные растворы, либо осадочные породы. Вопрос о происхождении руд во многом базируется на изучения изотопного состава серы, чаще всего соотношения наиболее распространен-

ных изотопов ^{32}S и ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$) [Penniston-Dorland et al., 2008; Bekker et al., 2009; Ding et al., 2012a, b; Fiorentini et al., 2012a, b; Duan et al., 2016; LaFlamme et al., 2016; Ripley, Li, 2017]. Изотопный состав серы в магматических породах, имеющих мантийное происхождение, сходен с изотопным составом серы троилита (FeS) из железного метеорита Canyon Diablo

($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2\text{\textperthousand}$) [Shima et al., 1963; Smitheringale, 1963] и соответствует магматическим месторождениям, связанным с ультрабазит-базитовыми комплексами.

Исключение составляют сульфидные руды PGE-Cu-Ni (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) месторождений Норильского района, в которых среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ равно 12,8‰, (от 6,8 до 18,8‰ [Grinenko, 1985; Ripley et al., 2010; Petrov, 2019]). Проблема образования таких уникальных руд стоит перед исследователями очень остро, так как она связана с вопросами концентрирования металлов, приводящих к образованию месторождений — уникальных геохимических аномалий в земной коре. Несомненно, формирование норильских месторождений зависит от развития магматизма на Сибирской платформе [Годлевский, 1959; Радько, 1991; Naldrett, 2011, Krivolutskaya и др., 2023]. Поэтому одним из путей решения проблемы генезиса норильских руд является анализ изотопного состава серы не только в рудах, но и в интрузивных и эфузивных породах Сибирской крупной магматической провинции, который пока не получил широкого распространения. Ранее был выполнен небольшой объем работ подобного рода (35 образцов), включающий анализ изотопного состава серы в базальтах Норильского района [Ripley et al., 2003]. Однако этого количества явно недостаточно для характеристики всей провинции, отличающейся значительной неоднородностью пород не только в вертикальном разрезе, но и по латерали. Несомненно, анализ изотопного состава магматических образований других районов мира также играет важную роль в генезисе магм и связанных с ними месторождений.

Наибольшие проблемы в этой области обусловлены сложностью методики извлечения серы из пород, характеризующихся ее низкими и ультранизкими концентрациями (<200 ppm). Наиболее популярным методом анализа серы в породах является пиролиз [Gupta, 1963]. Он получил широкое применение при определении низких содержаний серы сначала в перидотитах [Lorand, 1989; Luguet et al., 2003; Lorand, Alard, 2010], а потом — в базальтовых стеклах [Gros et al., 2005]. Однако указанный метод не позволяет проводить исследование изотопного состава присутствующей в образцах серы ($\delta^{34}\text{S}$).

Анализ вариаций изотопных отношений серы и определение масс-независимых изотопных эффектов основан на анализе серы в сульфидной фазе. Хотя высокоточные экспериментальные исследования такого рода проводятся долгое время [Hulston, Thode, 1965b; Rumble et al., 1993; Beaudoin et al., 1994], до сих остаются сложности изотопного анализа ее при малых концентрациях в породах. Эти работы выполняются всего лишь в нескольких лабораториях мира, включая Университет Индианы (Indiana University), США (Edward Ripley) и Институт Физики Земли (IPGP), Франция (Pierre Cartingy), и были соответственно охарактеризованы в работах [Ripley et al., 2003; Labidi et al., 2012]. Главной проблемой при

этом остается получение необходимого количества сульфида для изотопного анализа как в методике [Ripley et al., 2003] или сложностью пробоподготовки [Labidi et al., 2012]. Авторами данной статьи была упрощена и апробирована методика, разработанная в лаборатории французского Института Физики Земли, по выделению серы из пород ультраосновного-основного состава с низкими ее концентрациями, позволяющая во многом решать проблему изучения изотопного состава серы в этих породах. Работа выполнена на базе Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (Геологический факультет) и Института геологии Дальневосточного отделения Академии наук.

Объекты и методы исследований. Для изучения выделения серы и анализа ее изотопного состава в породах с низкими концентрациями были выбраны пикриты и пикритовые базальты гудчихинской свиты, некоторые из которых были изучены ранее [Ripley et al., 2003]. Они распространены как в восточной части Норильского района (образцы Су-50 и 4283), так и в его западной части (ХС-51/130). Минеральный и химический состав образцов охарактеризован в работе [Соболев и др., 2009]. Согласно минерографическим исследованиям, сера в них присутствует в виде сульфидов (пирротина и халькопирита).

Подготовка проб к изотопному анализу серы проведена с использованием элементного анализатора FlashEA-1112 (Thermo Scientific, Germany) в конфигурации S по стандартному протоколу конвертирования серы сульфидов в SO_2 . Измерение изотопных отношений $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ проведено на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Germany) в режиме непрерывного потока гелия. Измерения выполнены относительно лабораторного стандартного газа SO_2 , калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127. Для калибровки аналитической системы в ходе выполнения анализов использовали вышеуказанные международные изотопные стандарты. Результаты измерений представлены в общепринятой форме:

$$\delta^{34}\text{S} = (R_{\text{образец}}/R_{\text{стандарт}} - 1) \cdot 1000,$$

выражены в ‰,

где $R_{\text{образец}}$ и $R_{\text{стандарт}}$ — отношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ в образце и стандарте соответственно. Результаты измерений $\delta^{34}\text{S}$ даны в отношении к международному стандарту VCDT. Вес анализируемых образцов ~0,5 мг. Воспроизводимость измерения $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0,1\text{\textperthousand}$ (1σ).

Для диагностики минерального состава рудной фазы были отобраны вручную под бинокуляром монофракция пирротина (весом 5 г) из сульфидных руд Дюмталейского массива (Таймыр) для дальнейшего исследования рентгенено-дифракционным методом (PCA). Истергая до 0,01 мм проба помещалась в кювету диаметром 20 мм и толщиной 2 мм, дно которой покрывалось тонким слоем технического вазелина для лучшего сцепления образца с кюве-

той. Порошок выравнивался и запрессовывался ручным приспособлением до получения гладкой поверхности. Съемка проводилась на дифрактометре Rigaku Miniflex-600 рабочий ток 15 мА, рабочее напряжение 40 кВ с рентгеновской трубкой с Си-антикатодом. Состав присутствующих в пробе фаз и их количество оценивались на основании анализа полученной рентгенограммы, а именно по соотношению площадей образуемых ими пиков с учетом уравнивающих коэффициентов. Полученные значения нормировались на 100%.

Результаты исследований. Методика выделения серы. Общепризнанным методом анализа отношения всех четырех изотопов серы был и до сих пор остается масс-спектрометрический метод с ионизацией электронным ударом. Изотопные отношения обычно измеряют с использованием изотопного масс-спектрометра с двойной системой напуска газов. Для этого серу образцов переводят в газовую fazу, обычно в форму SO_2 или SF_6 [Thode, Rees, 1971; Rees, 1978]. Гексафторид серы (SF_6) идеально подходит для прецизионного анализа всех четырех стабильных изотопов серы ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S и ^{36}S , так как фтор является моноизотопным элементом, и, следовательно, измерения изотопных отношений серы не имеют каких-либо изобарических помех [Hulston, Thode, 1965; Rumble et al., 1993; Beaudoin et al., 1994].

Первоначально авторами проводилось извлечение серы и ее анализ в породах с помощью известной методики [Canfield et al., 1986; Labidi J et al., 2012] в лаборатории Института Физики Земли под руководством П. Картиньи. Всего было изучено 37 образцов, данные для которых готовятся в печать.

Данный метод характеризуется двухступенчатым кислотным растворением образца с целью разделения серы сульфатов и сульфидов в породах: 1 стадия — для восстановленной серы (с использованием холодной экстракции HCl); 2 стадия — для окисленной серы (с использованием горячей экстракции $\text{CrCl}_3 + \text{HCl}$). В ходе первой стадии экстракции предполагается, что восстановленные соединения серы полностью разлагаются и переходят в H_2S по формуле:



Для получения сульфида Ag_2S газ пропускают через одномолярный раствор AgNO_3 . На второй стадии экстракции для выделения H_2S используют смесь $\text{CrCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{Zn} + \text{HCl}$. Таким образом, отсутствие получаемого на первой стадии сульфида серебра может свидетельствовать об отсутствии в образцах первичных магматических сульфидов. Однако в процессе изучения авторами базальтов с низким содержанием серы (менее 300 ppm), в которых присутствие пирротина и халькопирита и отсутствие сульфатов было однозначно доказано микроскопическими исследованиями, Ag_2S полу-

чался либо на обеих стадиях процесса, либо только на второй его стадии.

В связи с полученными таким образом результатами, авторы работы решили проверить данную методику извлечения серы на примере чисто сульфидных руд. Для этого нами была использована монофракция пирротина из вкрашенных руд Дюмталейского ультрабазит-базитового массива (обр. ЛП-1/1660), изученная с помощью фазового рентгеноструктурного анализа на присутствие других минералов в полученном порошке. Анализ пиков спектра (рис. 1) показал наличие минерала, соответствующего структурному типу троилита/пирротина и полному отсутствию пирита, сульфатов и других вторичных фаз. Кроме того, анализируемый порошок немагнитен и интенсивно реагирует с разбавленной соляной кислотой с выделением сероводорода, что является дополнительным фактором, подтверждающим присутствие троилита в выбранном образце. Эта монофракция пирротина подверглась разложению и получению Ag_2S по методике двухступенчатого выделения.

В результате пирротин разлагался на обеих стадиях экстракции и привел к образованию сульфида серебра. Это свидетельствует о том, что процессы разложения троилита идут недостаточно интенсивно на первой стадии и продолжаются на второй стадии, которая не означает извлечение серы только из сульфата, как это предполагалось ранее. Таким образом, было установлено, что для получения Ag_2S из образцов подобного состава не требуется разложение с помощью двух ступеней, а достаточно одноактного подхода, позволяющего активизировать разложение сульфидов. Поэтому мы изменили методику выделения серы из образцов на одноступенчатую, изменив температуру нагрева и количество цинка (которая описывается ниже), что позволило ускорить реакцию выделения H_2S .

Этапы пробоподготовки. Для получения наиболее точного результата подготовка проб к анализу требует особого подхода и тщательности выполнения операций. Одной из важнейших характеристик является консистенция пробы, т.е. порошка, который применяется для аналитических работ. Она должна соответствовать зернистости пудры (30–45 мкм), что обеспечивает как возможность максимальной гомогенизации пробы, так и более полному химическому разложению.

Необходимое количество навески рассчитывалось из следующего соотношения. При концентрациях 1000 г/т серы в образце необходимо отобрать 300 мг образца для выделения 8 микромоль серы (S) и осаждения 2 мг Ag_2S , достаточных для анализа изотопного состава серы.

В целом порядок проведения работ включал следующие процедуры. Проба помещалась в реакционный сосуд (рис. 2), который для ускорения протекания реакции помещался в водянную баню

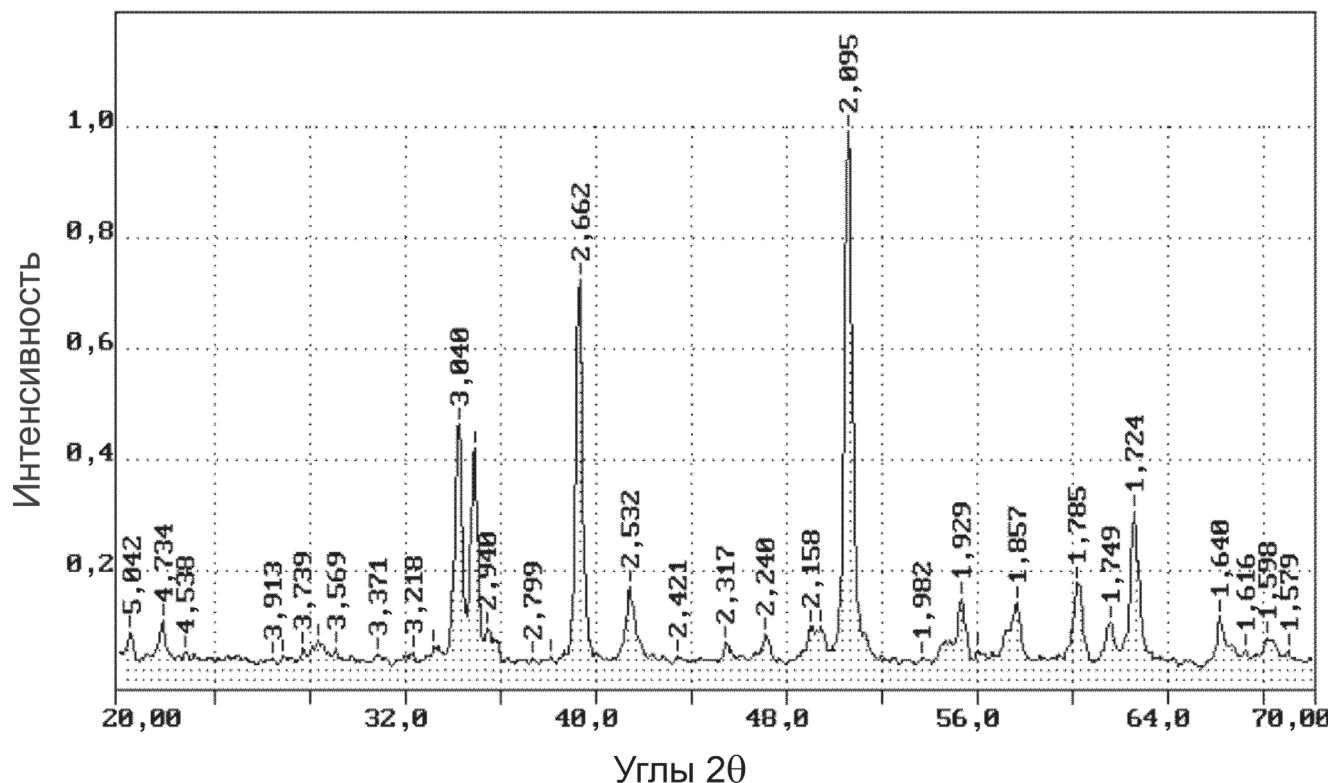


Рис. 1. Результаты рентгенофазового анализа образца пирротина из Дюмталейского массива (обр. ЛП-1/1660)

Рис. 2. Схема установки для выделения серы из пород



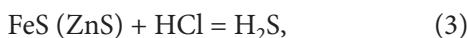
($T=80^{\circ}\text{C}$). Чтобы не происходило изотопного фракционирования при взаимодействии серы с газами атмосферы, колба предварительно и в ходе всего эксперимента продувалась аргоном. Далее в колбу добавлялось необходимое количество раствора ($\text{HCl} + \text{CrCl}_3$) с помощью шприца при строгом контроле за поведением жидкостей (отсутствием нагрева до температуры кипения) в колбе и регулировке потока аргона $10\text{--}15 \text{ см}^3/\text{мин}$.

Расчет количества раствора ($\text{HCl} + \text{CrCl}_3$) для выделения H_2S (из расчета на 10 образцов) выполнялся по формуле:

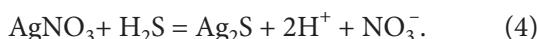


Приготовление раствора ($\text{HCl} + \text{CrCl}_3$): на электронных весах взвешивалось нужное количество хлорида хрома. В него добавлялась кислота и магнитный якорь. Эта смесь перемешивалась 5 минут с помощью магнитной мешалки при поступлении в нее потока аргона. Далее добавлялось рассчитанное по формуле (1) требуемое количество цинка. Полученный раствор перемешивался еще 15 минут до получения прозрачной жидкости ярко-синего цвета. В отличие от метода двухступенчатой экстракции, описанной выше, в одноактной экстракции серы добавлялось значительно больше цинка (160 г вместо 60 г) и повышалась температура водяной бани для ускорения реакции (с 60 до 80°C).

После добавления раствора в колбу с пробой протекала реакция образования H_2S , по формуле:



сероводород дегазировался потоком аргона. Выходящий аргон после охлаждения в обратном ходильнике направлялся в промывной барботер, заполненный дистиллированной водой и в ловушку с раствором нитрата. В ловушке сероводород взаимодействовал с раствором серебра с выпадением осадка сульфида серебра:



Выделение серы в реакционном сосуде протекало полностью в течение 60 минут, при двухступенчатой экстракции реакция проходила в течение 180 минут. По ее окончании раствор нитрата серебра в ловушке становился прозрачным и появлялся черный осадок Ag_2S на дне. Для отделения осадка колба с жидкостью встряхивалась и центрифугировалась на 4000 оборотах в течение четырех минут. Далее раствор замещался дистиллятом и повторно центрифугировался еще четыре минуты. Процедура с замещением дистиллятом повторялась 2 раза. Полученный из осадка порошок Ag_2S оставлялся в сушильном шкафу при температуре 70°C на 12 часов.

Результаты аналитических исследований. Полученные навески Ag_2S были выделены из трех отдельных кусков каждого образца и проанализированы с помощью масс-спектрометра MAT-253. Воспроизводимость результатов (σ) оказалась хорошей внутри каждого образца (табл. 1). Образец 4283 был проанализирован ранее в лабораториях Indiana University, USA и Институт Физики Земли (IPGP), [Ripley et al., 2003], где были получены значения $\delta^{34}S$, равные -1,8‰ и -0,8‰ соответственно (табл. 2).

Измерения во всех лабораториях проводились относительно стандартов IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3, в данной работе дополнительно контроли-

Таблица 1
Результаты анализа изотопного состава серы

Образец	ХС-51/130	σ	СУ-50			σ	4283			σ
			51				44			
S, ppm	120									
Навеска, мг	0,54	0,52	0,46	0,52	0,50	0,48	0,52	0,48	0,50	
$\delta^{34}S_{VCDT}$, ‰	-4,5	-4,7	-4,7	0,1	7,7	8,0	8,0	0,2	-0,2	-0,3
									-0,2	0,1

Таблица 2

Результаты сравнения данных изотопного состава серы с мировыми лабораториями

Образец 4283	Результаты данной работы	[Ripley et al., 2010]	IPGP
$\delta^{34}S_{VCDT}$, ‰	-0,2	-1,8	-0,8
σ	0,1	0,2	0,1

ровалось стандартом NBS-127, воспроизводимость измерения $\delta^{34}S$ всех стандартов составляла ±0,1‰.

Полученные результаты в трех лабораториях имеют расхождения до 2‰ для образца 4283 (табл. 2). Различие в изотопном отношении серы для одного образца может быть обусловлено либо наличием вторичного пирита, либо незначительной гетерогенностью образца. Для контроля минерального состава был проведен рентгено-фазовый анализ рудной части образца, показавший отсутствие пирит-содержащих фаз в навеске.

В данной работе и в лаборатории IPGP использовалось схожее количество навески образца (~0,5 мг), в работе [Ripley et al., 2003] до 1 мг. В связи с изученным минеральным составом породы можно предположить, что расхождения в лабораториях обусловлены гетерогенностью образца. Используемая большая навеска в лаборатории университета Индианы могла способствовать вовлечению большего разнообразия фаз и более существенному сдвигу по изотопному составу серы. Однако, данное заключение не уменьшает значимости проведенных ранее исследований.

В связи с этим, авторы статьи считают полученные результаты в ходе эксперимента достоверными. Данные изотопного состава серы отражают незначительную гетерогенность образца, что может считаться несущественным фактором в рамках решения методической проблемы изучения изотопного состава серы при малых концентрациях в образцах основного-ультраосновного состава.

Таким образом, полученные результаты с аттестованными стандартами и с хорошей воспроизводимостью результатов показали, что предлагаемое упрощение методики хорошо работает для разложения образцов базальтового и пикритового состава. Экспрессность метода позволит существенно упростить пробоподготовку для подобного типа образцов. Разработанный метод не применялся на других типах пород, для которых, возможно, потребуется применение дополнительных процедур, которые подбираются индивидуально для каждого типа пород.

Выходы. Полученные данные показывают, что примененный метод в сочетании с анализом изотопного состава на изотопном масс-спектрометре позволяет определять изотопный состав серы в породах с низкими ее содержаниями. Полученные результаты экспериментов позволяют воссоздать детальное аналитическое исследование пород с низкими содержаниями серы (до 200 ppm), что позволит приблизиться к решению задачи об образовании сульфидных месторождений Норильского региона.

Благодарности. Авторы признательны Пьеру Картини за возможность ознакомления с методикой получения сульфида серебра в ходе работы в лаборатории Изотопной геохимии в Париже (IPGP).

Финансирование. Работа была поддержана Российской научным фондом (грант № 22-27-00387).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
2. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. Т. 11. С. 19–27.
3. Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17 (3). С. 276–310.
4. Bekker A., Barley M.E., Fiorentini M.L., et al. Atmospheric sulfur in Archean komatiite-hosted nickel deposits // Science. 2009. Vol. 326. P. 1086–1089.
5. Beaudoin G., Taylor B., Rumble III D., Thiemens M. Variations in the sulfur isotope composition of troilite from the Canon Diablo iron meteorite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58(19). P. 4253–4255.
6. Canfield D.E., Raiswell R., Westrich J.T., et al. The use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales // Chemical Geology. 1986. Vol. 54. P. 149–155.
7. Ding X., Ripley E.M., Shirey S.B., Li C. Os, Nd, O and S isotope constraints on country rock contamination in the conduit-related Eagle Cu-Ni-(PGE) deposit, Midcontinent rift system, Upper Michigan // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012a. Vol. 89. P. 10–30.
8. Ding X., Ripley E.M., Li C. PGE geochemistry of the Eagle Ni-Cu-(PGE) deposit, Upper Michigan: Constraints on ore genesis in a dynamic magma conduit // Mineralium Deposita. 2012b. Vol. 47. P. 89–104.
9. Duan J., Li C., Zhuangzhi Q., Jiangang J., et al. Multiple S isotopes, zircon Hf isotopes, whole-rock Sr-Nd isotopes, and spatial variations of PGE tenors in the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit, NW China // Mineralium Deposita. 2016. Vol. 51. P. 557–574.
10. Fiorentini M.L., Beresford S., Barley M., et al. District to camp controls on the genesis of komatiite-hosted nickel sulfide deposits, Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia: Insights from the multiple sulfur isotopes // Economic Geology. 2012a. Vol. 107. P. 781–796.
11. Fiorentini M.L., Bekker A., Rouxel O., et al. Multiple sulfur and iron isotope composition of magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide mineralization from eastern Botswana // Economic Geology. 2012b. Vol. 107. P. 105–116.
12. Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // Intern. Geology. Rev. 1985. Vol. 27. P. 695–708.
13. Gros M., Lorand J., Bezios A. Determination of total sulfur contents in the international rock reference material SY-2 and other mafic and ultramafic rocks using an improved scheme of combustion/iodometric titration // Geostan. and Geoanalyt. Res. 2005. Vol. 29(1). P. 123–130.
14. Gupta J. Determination of microgram amounts of total sulfur in rocks // Rapid and accurate analysis by a combustion method. Analytical Chemistry. 1963. Vol. 35 (12). P. 1971–1973.
15. Hulston J.R., Thode H.G. Variations in the S₃₃, S₃₄, and S₃₆ contents of meteorites and their relation to chemical and nuclear effects // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 3475–3484.
16. Krivolutskaya N.A. PGE-Cu-Ni Norilsk deposits and Siberian traps: genetic relationships // Advances in Geochemistry and Analytical Chemistry — Special Publication to the 75th Anniversary of the Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences. Amsterdam, Springer. 2023. P. 73–99.
17. Labidi J., Cartigny P., Birck J.L., et al. Determination of multiple sulfur isotopes in glasses: A reappraisal of the MORB δ³⁴S // Chemical Geology. 2012. Vol. 334. P. 189–198.
18. LaFlamme C., Martin L., Jeon H., et al. In situ multiple sulfur isotope analysis by SIMS of pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, and pentlandite to refine magmatic ore genetic models // Chemical Geology. 2016. Vol. 444. P. 1–15.
19. Lorand J. Abundance and distribution of Cu–Fe–Ni sulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic-type spinel lherzolite massifs of Arièg (northeastern Pyrenees, France) // Earth and Planetary Science Letters. 1989. Vol. 93 (1). P. 50–64.
20. Lorand J., Alard O. Determination of selenium and tellurium concentrations in pyrenean peridotites (ariege, france): New insight into S/Se/Te systematics of the upper in mantle samples // Chemical Geology. 2010. Vol. 278 (1). P. 120–130.
21. Luguet A., Lorand J., Seyler M. Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: a coupled study of samples from the kane fracture zone (45°W 23°20'N, MARK Area, Atlantic Ocean). 2003 // Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 67 (8). P. 1553–1570.
22. Naldrett A.J. Fundamentals of Magmatic Sulfide Deposits // Reviews in Economic Geology. 2011. Vol. 17. P. 1–50.
23. Penniston-Dorland S.C., Wing B.A., Nex P.A.M., et al. Multiple sulfur isotopes reveal a primary magmatic origin for the Platreef PGE deposit, Bushveld Complex, South Africa // Geology. 2008. Vol. 36. P. 979–982.
24. Petrov O.V. Isotope geology of the Norilsk deposits // Amsterdam, Springer. 2019. P. 1–306.
25. Rees C.E. Sulphur isotope measurements using SO₂ and SF₆ // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 383–389.
26. Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. Vol. 67. P. 2805–2817.
27. Ripley E.M., Li C., Craig H. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2010. Vol. 74. P. 634–644.
28. Ripley E.M., Li C. A review of the application of multiple s isotopes to magmatic Ni-Cu-PGE deposits and the significance of spatially variable Δ³³S values // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 983–991.
29. Rumble D., Hoering T.C., Palin J.M. Preparation of SF₆ for sulfur isotope analysis by laser heating sulfide minerals in the presence of F₂ gas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. Vol. 57. P. 4499–4512.
30. Shima M., Gross W.H., Thode H.G. Sulfur isotope abundance in basic sills, differentiated granites and meteorites // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 12. P. 2835–2847.
31. Smitheringale W.G., Jensen M.L. Sulfur isotopic compositions of the Triassic igneous rocks of eastern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1963. Vol. 27. P. 1183–1207.
32. Thode H.G., Rees C.E. Measurement of sulphur concentrations and the isotope ratios ³³S/³²S, ³⁴S/³²S and ³⁶S/³²S in Apollo 12 samples // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. Vol. 12. P. 434–438.

УДК 550.4.02

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-78-86

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НЕФТЕЙ ИЗ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХЕУСОЛЬСКОЙ ПОДСВИТЫ И ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

**Илья Владимирович Егоров^{1✉}, Мария Александровна Большаякова²,
Олег Владимирович Крылов³**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ilya.egorov96@yandex.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.bolshakova@oilmsu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krylov@geol.msu.ru

Аннотация. Фокус изучения перспектив территории центральной части Непско-Ботубинской антеклизы сосредоточен на подсолевых нефтегазоносных горизонтах группы Б (осинский, верхнеусть-кутский, нижнеусть-кутский, преображенский горизонты) и В (терригенные пласти вендинского возраста). Однако выше, в нижне-среднекембрийских карбонатно-галогенных отложениях, тоже есть перспективные горизонты группы А (келорский, атовский, христофоровский, балыктинский), нефтегазоносность которых подтверждена на соседних территориях Ангаро-Ленской ступени, северной части Непско-Ботубинской антеклизы и примыкающих к ней структур.

В работе приведены результаты геохимических исследований проб нефти из осинского горизонта (пласт Б1) и расположенного между солями пласта доломитов в нижней части верхнеустьской подсвиты, ранее считавшегося в лучшем случае газоносным. Проведенные исследования методом хромато-масс-спектрометрии и сравнение геохимических показателей нефти из различных пластов показывает схожесть углеводородных флюидов верхнеустьской подсвиты и нижерасположенных продуктивных горизонтов, что позволяет отнести их к единой нефтегазоносной системе.

Ключевые слова: Непско-Ботубинская антеклиза, верхнеустьская подсвита, корреляция нефть-нефть, хромато-масс-спектрометрия, геохимические исследования нефти

Для цитирования: Егоров И.В., Большаякова М.А., Крылов О.В. Сравнительный анализ нефти из карбонатных отложений верхнеустьской подсвity и венд-кембрийских нефтегазоносных горизонтов в пределах центральной части Непско-Ботубинской антеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 78–86.

COMPARATIVE ANALYSIS OF OILS FROM CARBONATE SEDIMENTS OF UPPER USOLSKAYA SUBFORMATION AND EDIACARIAN-CAMBRIAN PRODUCTIVE HORIZONS IN CENTRAL PART OF NEPSKO-BOTUOBINSKAYA ANTECLISE

Ilya V. Egorov^{1✉}, Mariya A. Bolshakova², Oleg V. Krylov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ilya.egorov96@yandex.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.bolshakova@oilmsu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krylov@geol.msu.ru

Abstract. The focus in study of the central part of Nepsko-Botubinskaya anteclide is concentrated on the subsalt oil and gas bearing horizons of group B (Osinsky, Upper Ust-Kutsky, Lower Ust-Kutsky, Preobrazhensky horizons) and V (terrigenous formations of Vendian age). However, higher, in the Lower-Middle Cambrian carbonate-halogen deposits, there are also promising horizons of group A (Kelorsky, Atovsky, Khristoforovsky, Balykhtinsky), oil and gas presence of a sufficient amount of the Angara-Lena stage, the northern part of the Nepsko-Botubinskaya anteclide and adjacent structures.

The paper examines the results of geochemical studies of oil samples from the Osinsky horizon (layer B1) and the nameless dolomite layer located between the salts in the lower part of the Upper Usolskaya subformation, previously considered gas-bearing at best. The conducted studies by the method of chromatography-mass spectrometry and comparison of the geochemical parameters of oils from different reservoirs show the similarity of hydrocarbon fluids of the Upper Usolskaya subformation and lower productive horizons, which makes it possible to attribute them to a single oil and gas bearing system.

Keywords: Nepsko-Botubinskaya anteclide, verkhneusloskaya subformation, oil-oil correlation, chromatography-mass spectrometry, geochemical survey of oils

For citation: Egorov I.V., Bolshakova M.A., Krylov O.V. Comparative analysis of oils from carbonate sediments of Upper Usolskaya subformation and ediacarian-cambrian productive horizons in central part of Nepsko-Botubinskaya anteclide. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 78–86. (In Russ.).

Введение. История изучения кембрийских карбонатных отложений Восточной Сибири, в частности на территории Непско-Ботубинской антеклизы, насчитывает более 60 лет. Большой вклад в исследования этой территории внесли А.С. Анциферов, В.Е. Бакин [1981; 1986], Г.Г. Шемин [2007], Н.В. Мельников [2009] и др. С точки зрения геохимии углеводородных флюидов и органического вещества осадочного чехла Восточной Сибири можно выделить работы А.Э. Конторовича [2000], Т.К. Баженовой [2010; 2016], В.А. Каширцева [2003]. Однако до сих пор значительная часть разреза нижнекембрийских отложений соленосного комплекса остается слабо изученной. Это связано с тем, что проводимые исследования сконцентрированы на наиболее перспективных объектах подсолевых отложений усольской (нижний кембрий), тэтэрской (венд-нижний кембрий), карбонатных вендских отложений собинской, катангской, тирской свит и терригенных вендских отложений [Фролов и др., 2008; Frolov et al., 2011].

Лено-Тунгусский нефтегазоносный бассейн (НГБ) охватывает значительную часть древней Сибирской платформы. Основные перспективы относятся к Непско-Ботубинской, Ангаро-Ленской, Катангской и Байкитской нефтегазоносным областям (НГО), наибольшее количество месторождений открыто в пределах Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) как одной из самых крупных положительных структур.

Разрез осадочного чехла на территории НБА сложен вендскими карбонатно-терригенными, венд-кембрийскими карбонатными, нижнекембрийскими галогенно-карбонатными, средне-верхнекембрийскими карбонатно-терригенными и ордовикскими преимущественно терригенными породами. Локально распространены отложения каменноугольного и юрского периодов. В разрезе так же встречаются интрузии и туфовые породы пермь-триасового возраста. Разрез венд-нижнекембрийских отложений довольно выдержаный. Вендинские терригенные отложения залегают на архейском фундаменте практически повсеместно, кроме редких эрозионных останцов. Залегающая на терригенных отложениях тирская свита изменчива по составу. Так, в центральной части НБА она имеет карбонатный состав или вовсе редуцирована, а на бортах в основании свиты развиты терригенные отложения, в которых получили распространение песчаники парfenовского горизонта (пласт B5), являющиеся коллектором крупных залежей нефти и газа (Среднеботубинское, Чаяндинское и другие месторождения). Выше по разрезу вендинские отложения повсеместно имеют преимущественно карбонатный состав и представлены доломитами, глинистыми доломитами, иногда с прослойями ангидритов. Граница между вендинскими и кембрийскими образованиями размыта и находится внутри тэтэрской свиты, представленной также преимущественно доломитами

и глинистыми доломитами с прослойми ангидритов. Нижнекембрийские отложения начинаются с усольской свиты, нижняя и средняя подсвиты которой сложены доломитами, известняками и прослойми солей и ангидритов. Верхняя подсвита преимущественно сложена солями с прослойми доломитов и ангидритов. Выше по разрезу следуют бельская и ангарская свиты, представляющие собой чередование пачек солей и известняков мощностью до сотен метров. Над ними расположена литвинцевская свита нижне-среднекембрийского возраста, сложенная преимущественно известняками. Заканчивает регионально выдержанную часть разреза верхоленская и илгинская свиты среднекембрийского возраста, сложенные преимущественно глинистыми отложениями с прослойми известняков. Мощность этих свит сильно варьируется из-за выхода на поверхность и размыва. Локально распространенные ордовикские, каменноугольные и юрские отложения также имеют преимущественно терригенный состав.

Именно из-за развития мощных толщ солей в нижнекембрийских отложениях, являющихся прекрасным флюидоупором, основные продуктивные горизонты расположены ниже по разрезу. Основные месторождения открыты в карбонатных породах осинского (пласт Б1, усольская свита), верхнеусть-кутского (пласт Б3-4, тэтэрская свита), нижнеусть-кутского (пласт Б5, тэтэрская свита), преображенского (пласт Б12, катангская свита) и терригенных горизонтах вендского возраста (пласты B5, B10-B13). Однако, также известны перспективные горизонты внутри и выше карбонатно-галогенной толщи. К таким относятся келорский (пласт А1, литвинцевская свита), атовский (пласт А4, бельская свита), христофоровский (пласт А6, бельская свита) и балыхтинский (пласт А7, верхняя часть верхнеусольской подсвиты) горизонты (рис. 1). В них открыто несколько залежей на территории Ангаро-Ленской ступени и в северной части НБА с небольшими эффективными толщинами, низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) и преимущественно газовым насыщением.

Объектом исследования являются пробы нефти, полученные при испытании одной из скважин. Первая проба получена при испытании осинского горизонта (среднеусольская подсвита или пласт Б1), вторая проба — при испытании пласта доломитов в нижней части верхнеусольской подсвиты. Далее в работе этот пласт будет обозначаться индексом А8, так как на территории Восточной Сибири известен балыхтинский горизонт (пласт А7), относящийся к верхней части верхнеусольской подсвиты.

Усольская свита относится к томмотскому и атдабанскому ярусам нижнекембрийского отдела, разделяется на 3 подсвиты — нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя свита сложена доломитами и ангидритами. Средняя подсвита, которая соответствует осинскому горизонту (пласт Б1), представлена доломитами и известняками. Верхняя подсвита

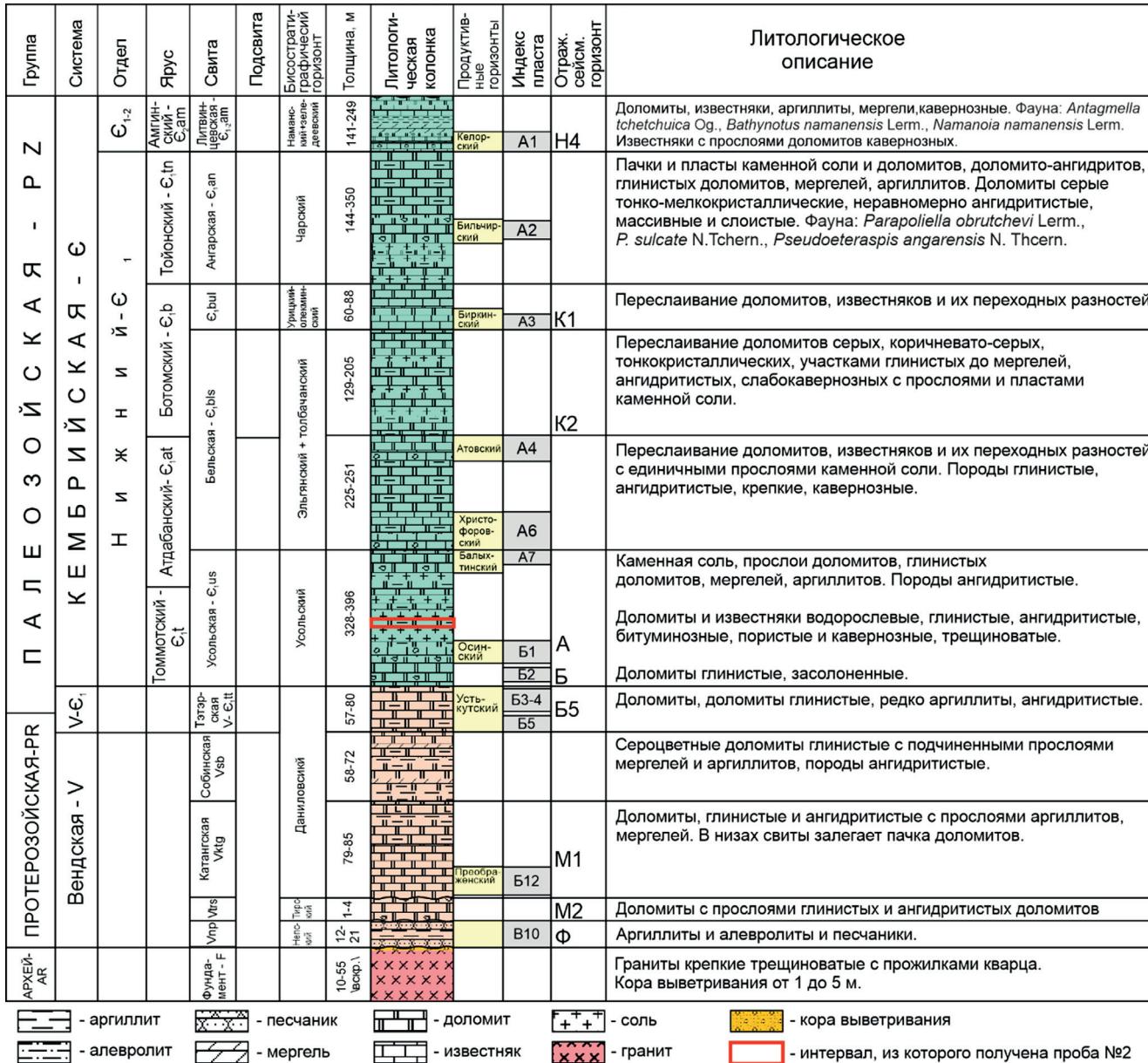


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка венд-кембрийских отложений центральной части Непско-Ботубинской антеклизы [Бибик и др., 2011 с дополнениями]

сложена солями и доломитами [Мельников, 2009]. Пласт А8 находится в нижней части верхнеусольской подсвиты, подстилается и перекрывается пластами галита. Подстилающий пласт галита, мощностью до 100 м, регионально перекрывает осинский горизонт (рис. 1).

Цель работы — сравнить нефти из пласта А8 с нефтями из основных продуктивных горизонтов центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Материалы и методы. В рамках работы исследовались устьевые пробы нефти из пласта А8 и пласта Б1 скважины Скв-1.

Образцы нефти из Скв-1 были проанализированы методом газовой хромато-масс-спектрометрии на газовом хроматографе Agilent 8890, соединенном с масс-селективным детектором 5977B с высокоэффективным источником ионизации Inert plus. Газ-носитель — гелий; расход газа-носителя через

колонку — 1 см³/мин, объем вводимой пробы — 1 мм³. Температура испарителя — 290 °C, температура интерфейса — 300 °C. Регистрация хроматограмм проводится в режиме сканирования по полному ионному току в диапазоне m/z 50–600, время регистрации диапазона m/z — 0,2 с (положительно заряженные ионы), температура ионного источника — 230 °C, энергия ионизирующих электронов — 70 эВ. Капиллярная колонка 60 м × 0,25 мкм × 0,25 мкм (HP-5ms). Условия анализа: начальная температура 60 °C в течение 2 минут, затем нагрев со скоростью 15 °C/мин, далее со скоростью 3 °C/мин до 310 °C, конечная температура выдерживается 40 минут. Общее время анализа 104 минуты.

Соединения идентифицируются на определенных масс-фрагментах в программном обеспечении Agilent MassHunter. Нормальные и изопренOIDные алканы определяются на масс-фрагменте m/z 57,

Таблица 1

Список молекулярных параметров, известных по результатам архивных исследования проб нефти из Скв-2, 3, 4, 6, 7

Параметр	Формула расчета	Описание	Лит. источник
Pr/Ph (m/z 57)	Pr/Ph (m/z 57)	Отношение содержания пристана и фитана	Тиссо Б., Вельте Д., 1981
Ki	$(Pr+Ph)/(n-C_{17}+n-C_{18})$ (m/z 57)	Изопреноидный коэффициент, соотношение содержания суммы изопреноидов пристана и фитана и суммы n-C ₁₇ и n-C ₁₈	Петров Ал.А., 1974
4МДБТ/ 1МДБТ	$4MDBT/1MDBT$ (МДБТ-метилдibenзотиофен, m/z 198)	Метилдibenзотиофеновое отношение	Radke M. et al., 1986
4MDBT/P	$4MDBT/P$ (4МДБТ — 4-метилдibenзотиофен, m/z 198; P — фенантрен, m/z 178)	Соотношение содержание 4-метилдibenзотиофена и фенантрена	Chakhmakhchev A. et al., 1995
St-C ₂₇	$C_{27}/(C_{27}+C_{28}+C_{29})$ (C ₂₇ — сумма S и R изомеров 5α,14α,17α(H)-Холестана и 5α,14β,17β(H)-Холестана; C ₂₈ — сумма S и R изомеров 5α,14α,17α(H)-Эргостана и 5α,14β,17β(H)-Эргостана; C ₂₉ — 5 сумма S и R изомеров 5α,14α,17α(H)-Стигмостана и 5α,14β,17β(H)-Стигмостана, m/z 218)	Относительное содержание стеранов C ₂₇	Huang W.-Y. et al., 1979
St-C ₂₈	$C_{28}/(C_{27}+C_{28}+C_{29})$, m/z 218	Относительное содержание стеранов C ₂₈	Huang W.-Y. et al., 1979
St-C ₂₉	$C_{29}/(C_{27}+C_{28}+C_{29})$, m/z 218	Относительное содержание стеранов C ₂₉	Huang W.-Y. et al., 1979
S/(S+R) St-C ₂₉	S/(S+R), % (S и R — S и R изомеры 5α,14α,17α(H)-Стигмостана, m/z 218)	Соотношение содержания S и R изомеров стеранов состава C ₂₉	Seifert W.K. et al., 1986
ββ/(ββ+αα) St-C ₂₉	ββ/(ββ+αα), % (ββ и αα — S и R изомеры 5α,14β,17β (H)-Стигмостана и 5α,14α,17α(H)-Стигмостана, m/z 218)	Соотношение содержания ββ и αα изомеров стеранов состава C ₂₉	Seifert W.K. et al., 1986
CPI C23-C29	$2^*(C23+C25+C27+C29)/((C22+2^*(C24+C26+C28)+C30)$ Cn — н-алкан с n-числом атомов углерода, m/z 57	Соотношение н-алканов с нечетным и четным числом атомов углерода	Bray E.E. et al., 1961

группа терпанов — m/z 191, группа стеранов — m/z 217 и 218, триароматические стероиды — m/z 231, фенантрены — m/z 178, 192, тиофены — m/z 184, 198.

Так же для сравнения были использованы архивные данные исследований нефти из скважин Скв-2, 3, 4, 6, 7, по которым известен ряд молекулярных параметров, отображенных в табл. 1.

Данные по скважинам Снр-5, Мгд-8, Прб-4, Прб-5, Прб-136, Днл-71 взяты из отчета «Двумерное бассейновое моделирование палеозойских и протерозойских углеводородных систем Непско-Ботубинской антиклизы и территорий возможной генерации углеводородов» [Крылов, Фролов, 2011]. По приведенным авторами результатам исследований этих проб известны соотношения алканов, пристана (Pr), фитана(Ph), гептадекана (C17), октадекана (C18).

Всего использованы данные по 32 пробам. Распределение проб по скважинам и пластам отображено в табл. 2.

Все скважины, материалы которых использовались в исследовании отображены на рис. 2.

Таблица 2

Распределение проб по скважинам и пластам

Скважина	Пласти						Всего по скв.
	A8	B1	B3-4	B5	B12	B13	
Скв-1	1	1					2
Скв-2			1	1			2
Скв-3		3		1			4
Скв-4			1	1	2		4
Скв-6		1		1	2	1	5
Скв-7					1	1	2
Снр-5			1		1		2
Мгд-8					2		2
Прб-4			1	1	1		3
Прб-5		1					1
Днл-136			1				1
Днл-71			3	1			4
Всего по пласту	1	6	8	6	9	2	32

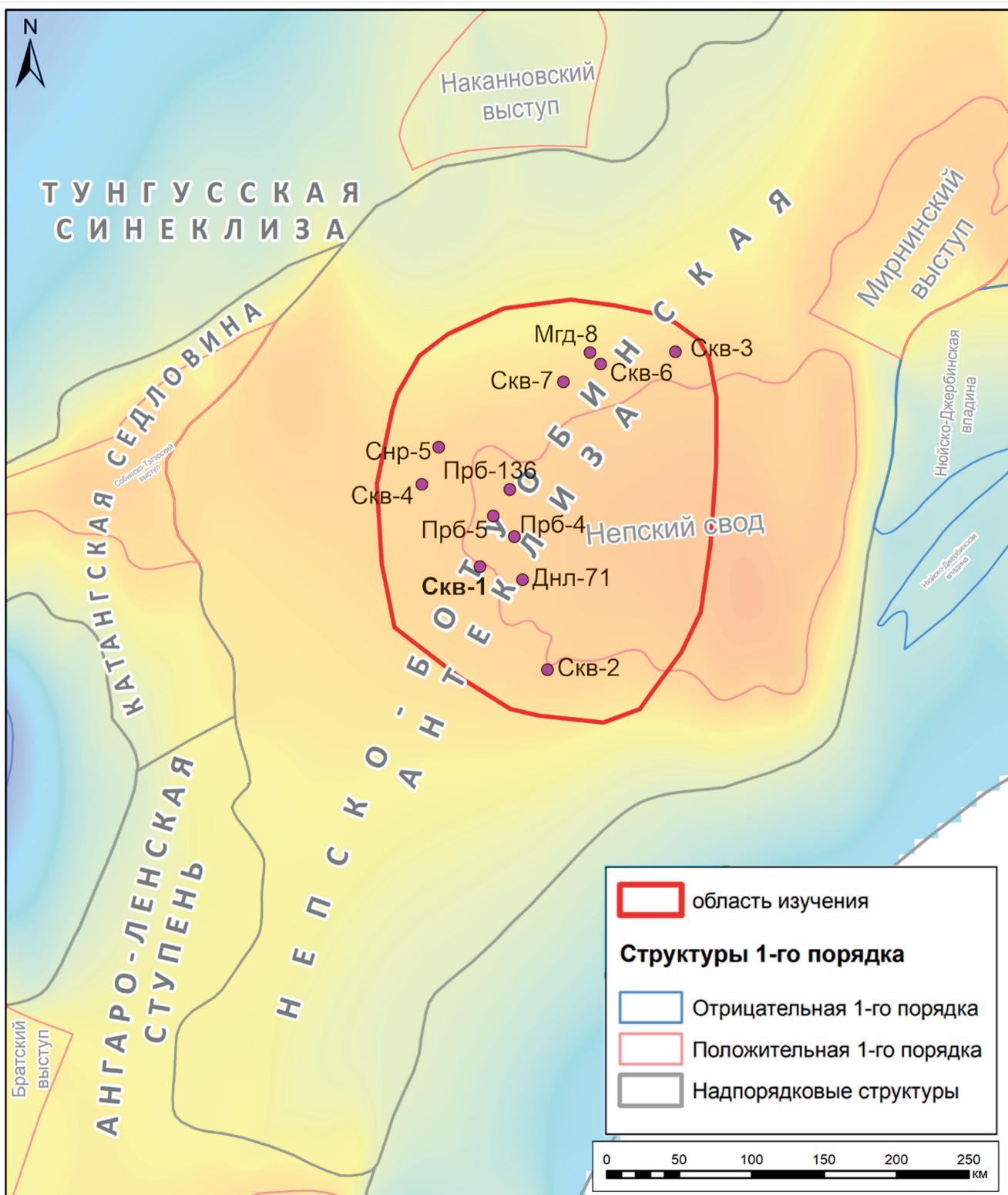


Рис. 2. Тектоническая карта с исследуемыми скважинами (подложка — условная структурная карта фундамента)

Результаты анализов образцов нефти. Благодаря особым видам биопродуцентов исходного органического вещества, в изученных нефтях отмечаются характерные черты состава алканов (низкий Pr/Ph , присутствие 12, 13-монометилалканов), стеранов (значительное преобладание стеранов состава C29), терпанов (присутствие больших количеств трици-

кланов). Подобные особенности обычно присущи древним доюрским неftyям [Тимошина, 2005].

По данным хромато-масс-спектрометрии можно увидеть общее сходство между неftyями из пластов A8 и B1 из Скв-1 и пробами из других скважин [Крылов, Фролов, 2011]. На рис. 3 в качестве примера приведена хроматограмма нефти из пласта

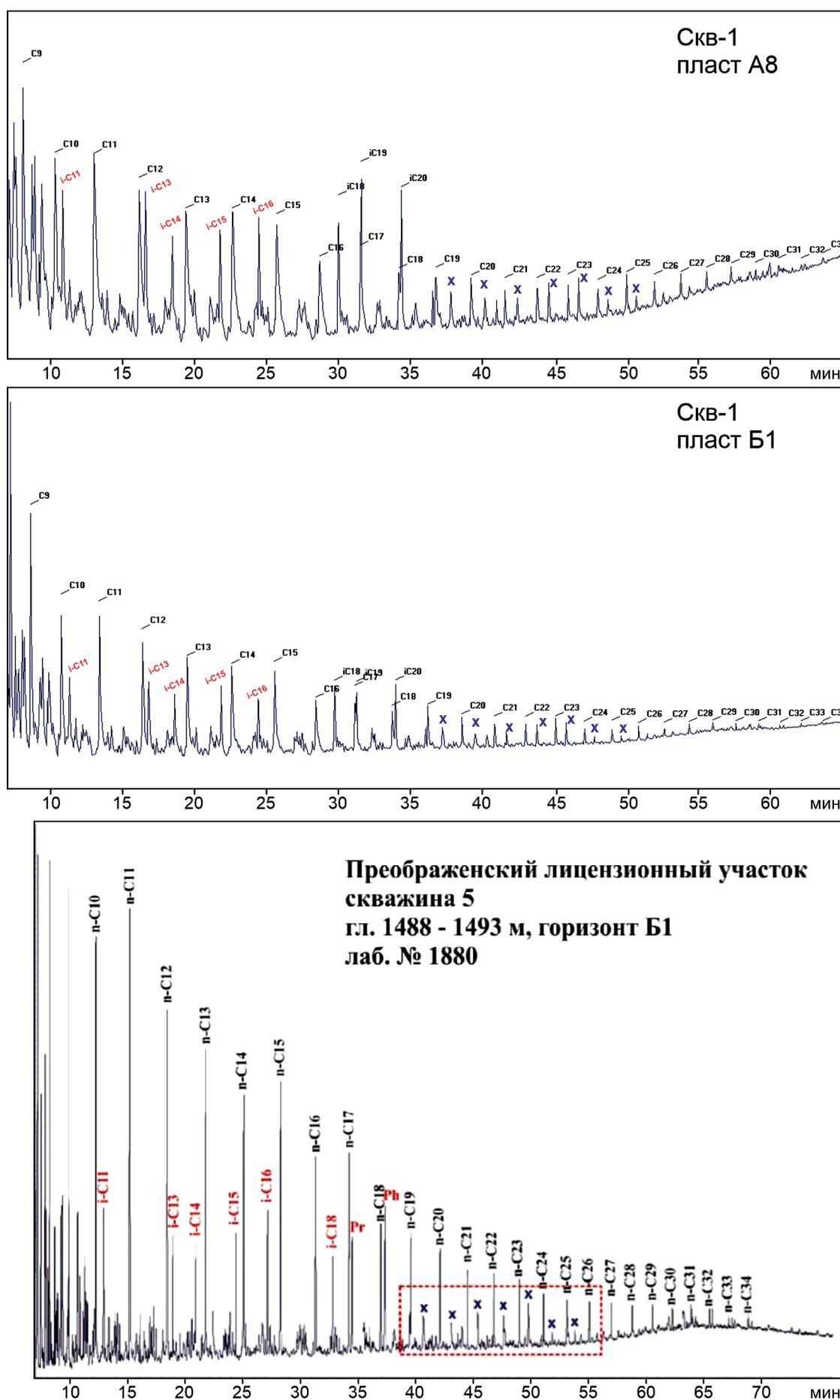


Рис. 3. Хроматограммы исследования нефтей скважин (Прб-5 по данным [Крылов, Фролов, 2011])

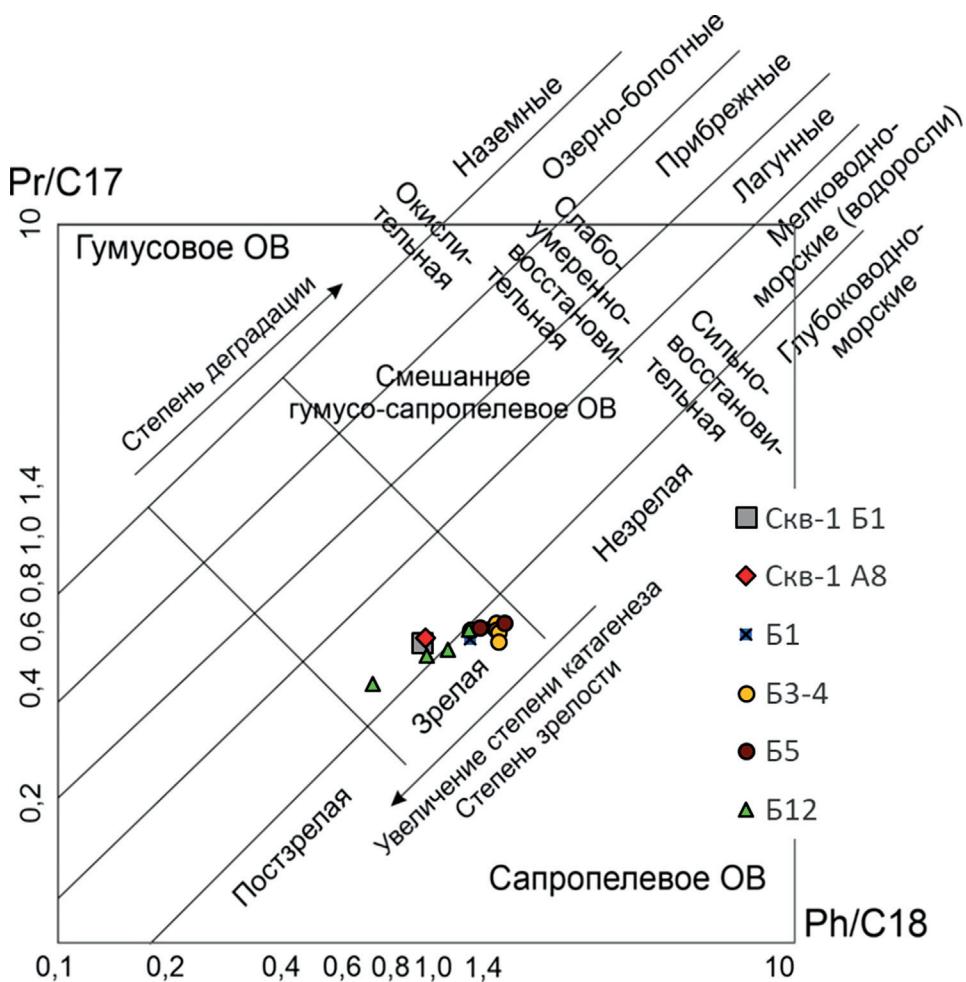


Рис. 4. Диаграмма Кеннона-Кассоу для битумоидов и нефтей с использованием данных [Крылов, Фролов и др., 2011]

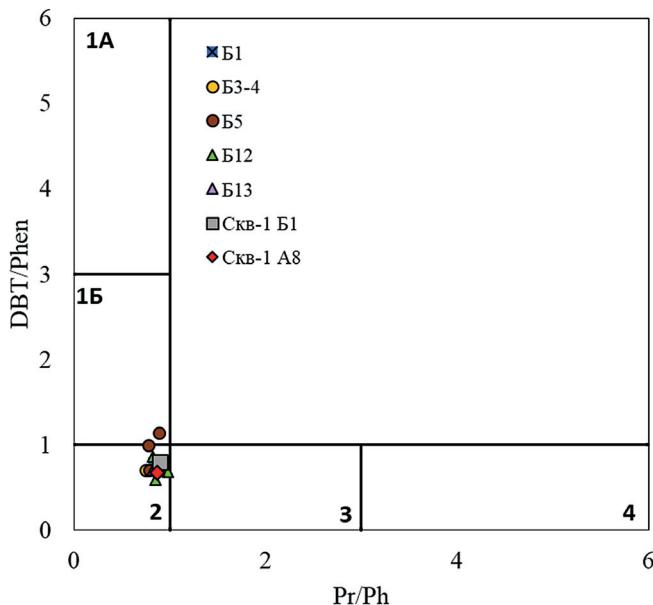


Рис. 5. График зависимости соотношений дибензотиофена/фенантрена (DBT/P) и пристана/фитана (Pr/Ph) — показателей фациальной и окислительно-восстановительной обстановки накопления ОВ. Зона 1А — морские карбонаты, зона 1Б — морские карбонаты, морские мергели, озерные богатые серой отложения, зона 2 — озерные бедные серой отложения, зона 3 — морские глины и другие озерные отложения, зона 4 — речные/дельтовые отложения

Б1 скважины Прб-5. Основные заметные отличия пробы из пласта А8 заключаются в меньшем относительном содержании нормальных и изо-алканов, а также относительно повышенном содержании высокомолекулярных соединений (C₂₀ и выше), что может говорить о более сильной биодеградации нефти в пласте А8.

Также использована диаграмма Кеннона-Кассоу (зависимость соотношений пристан/гептадекан (Pr/n-C₁₇) и фитан/октадекан (Ph/n-C₁₈)), отражающая тип исходного органического вещества (ОВ), обстановка его накопления и степень преобразованности. На данной диаграмме все пробы попадают в одно облако, и их положение свидетельствует о том, что нефтегазоматеринские породы (НГМТ), сгенерировавшие нефти, были катагенетически зрелыми, а разделение ОВ на мелководно-морские и глубоководно-морские по источнику некорректно для таких древних пород (рис. 4).

Соотношения дибензотиофен/фенантрен (DBT/P) и пристан/фитан (Pr/Ph), отражающие литолого-фациальные особенности формирования исходного ОВ показывают, что исходное ОВ для всех проб схоже (рис. 5).

По соотношению стеранов C₂₇—C₂₉ тоже видно, что пробы из Скв-1 очень близки между собой и,

хоть чуть в стороне, но все равно расположены в одном облаке и относятся к доюрским нефтям, для которых характерно преобладание стеранов C₂₉ (рис. 6).

Сходство также подтверждается и по другим коэффициентам, указанным в табл. 1 (рис. 7).

В целом молекулярный состав нефти пласта A8 и продуктивных горизонтов подсолевого комплекса схожи. Некоторые незначительные различия могут быть связаны как с разницей в оборудовании и методике, так и значительным удалением скважин друг от друга.

Заключение. Проведены геохимические исследования нефти из пласта A8 верхнеусольской подсвиты и пласта B1 среднеусольской подсвиты. Произведено сопоставление их с нефтями из других пластов, продуктивных в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы. По результатам сравнения видна сильную схожесть всех проб между собой. Это позволяет предположить, что нефти нового продуктивного пласта A8 имеют тот же источник, что и ранее исследованные образцы нефти из других пластов, а значит являются частью той



Рис. 6. Соотношение содержания стеранов C₂₇–C₂₉ в скважинах Скв-1, 3, 4, 6, 7

же генерационно-аккумуляционной системы, что и нефть пласта B1. Можно предположить общую историю формирования нефтегазоносности этих пластов несмотря на разделяющий их мощный флюидоупор из соли.

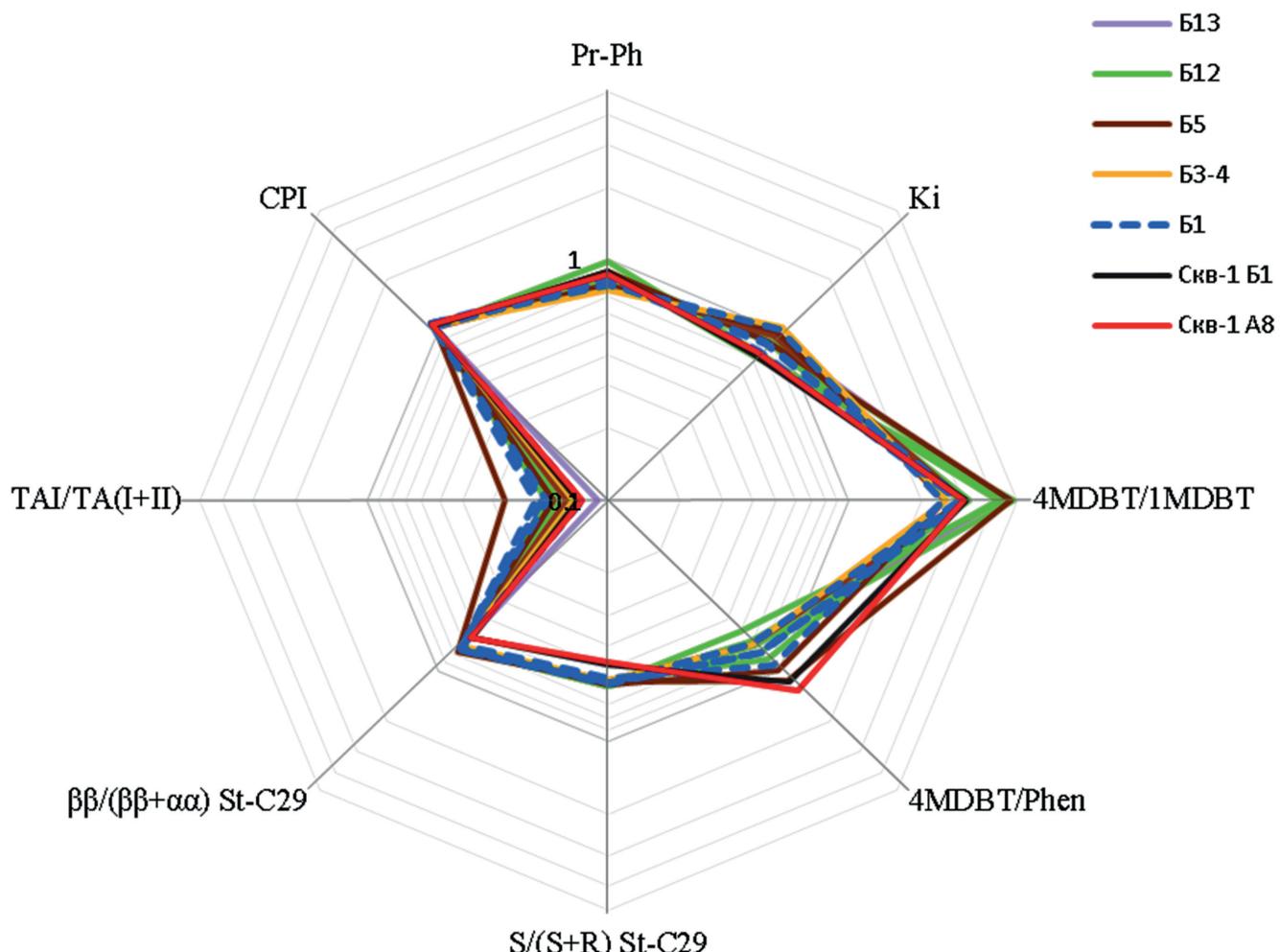


Рис. 7. Сравнение различных молекулярных параметров по результатам исследования проб Скв-1, 3, 4, 6, 7

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анициферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.
2. Анициферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботубинская антеклиза — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.
3. Баженова Т.К. Масштабы и время нефтегазообразования в верхнепротерозойских материнских формациях Сибирской платформы // Материалы Всероссийской научной конференции «Успехи органической геохимии». Новосибирск, 2010. С. 27–30.
4. Баженова Т.К. Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и их нефтегазонность // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11, № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/1/45_2016.pdf
5. Бибик А.Н., Красильникова Н.Б., Лукьянович О.А. и др. Уточнение геологической модели и оперативный подсчет запасов нефти и газа по Даниловскому лицензионному участку. Красноярск, 2011. Фонды ФГБУ «Росгеолфонд».
6. Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Тимошина И.Д., Махнева Е.А. Семейства верхнедокембрийских и кембрийских нефтеей Сибирской платформы // Докл. РАН. 2000. Т. 370. С. 92–95.
7. Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы / Отв. ред. А.Э. Конторович. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 160 с.
8. Крылов О.В., Фролов С.В., Коробова Н.И. и др. «Двумерное бассейновое моделирование палеозойских и протерозойских углеводородных систем Непско-Ботубинской антеклизы и территории возможной генерации углеводородов на ЛУ ОАО НК Роснефть в Иркутской области». М., 2012. Фонды ФГБУ «Росгеолфонд»
9. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с. + 3 цв. вкл.
10. Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтеей верхнего докембрая юга Восточной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН; ГЕО, 2005. 166 с.
11. Фролов С.В., Карношина Е.Е., Коробова Н.И. и др. Строение и перспективы нефтегазоносности верхнепротерозойско-нижнекембрийских комплексов центральных районов Сибирской платформы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 33–39.
12. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кебрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботубинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) / Отв. ред. В.А. Каширцев. Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геол. и геофиз. им. А.А. Трофимука. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 467 с.
13. Frolov S.V., Akhmanov G.G., Kozlova E.V., et al. Riphean basins of the central and western Siberian Platform // Marine and Petroleum Geology, издательство Elsevier BV (Netherlands). 2011. Т. 28, № 4. С. 906–920.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 552.08, 553.983

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-87-95

ЭВОЛЮЦИЯ БИОКЛАСТОВ В ПРОЦЕССЕ КАТАГЕНЕЗА В ПОРОДАХ БАЗЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ФРОЛОВСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

Дарья Андреевна Марунова¹✉, Наталия Владимировна Пронина²,
Антон Георгиевич Калмыков³, Дарья Андреевна Иванова⁴,
Григорий Геннадьевич Савостин⁵, Анастасия Петровна Вайтхович⁶,
Георгий Александрович Калмыков⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d_marunova@mail.ru✉, <https://orcid.org/0009-0000-0894-2201>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvproncl@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0007-0266-4934>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d.ivanova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.savostin@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nastyavait@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0005-3499-6007>

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gera64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В статье приведены результаты исследований органического вещества пород баженовского горизонта на территории Фроловской нефтегазоносной области Западно-Сибирского бассейна. Мацеральный состав изучаемых отложений представлен битуминитом и альгинитом, переотложенным витринитом, а также биокластами: онихитами и органическим веществом кальцесфер. Исследование посвящено изучению биокластов. Описаны их углепетрографические характеристики, изменение в процессе катагенеза, установлены качественные характеристики оценки степени зрелости по биокластам, а также предложена начальная формула пересчета показателя отражения онихитов на эквивалент витринита.

Ключевые слова: баженовский горизонт, углепетрография, органическое вещество, мацеральный состав, биоклести, онихиты, кальцесфера, катагенетическое преобразование, лабораторное моделирование преобразования керогена

Для цитирования: Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Савостин Г.Г., Вайтхович А.П., Калмыков Г.А. Эволюция биокластов при катагенезе в породах баженовского горизонта на территории фроловской нефтегазоносной области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 87–95.

EVOLUTION OF BIOCLASTS DURING CATAGENESIS IN ROCKS OF BAZHENOV FORMATION ON THE TERRITORY OF THE FROLOV OIL AND GAS REGION

Darya A. Marunova¹✉, Natalya V. Pronina², Anton G. Kalmykov³, Darya A. Ivanova⁴,
Grigoriy G. Savostin⁵, Anastasiya P. Vaitechovich⁶, Georgiy A. Kalmykov⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d_marunova@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvproncl@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0007-0266-4934>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d.ivanova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.savostin@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nastyavait@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0005-3499-6007>

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gera64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. The paper presents the results of the Bazhenov formation rocks organic matter on the territory of the Frolov oil and gas region of the West Siberian basin investigations. The maceral composition of the sediments is represented by bituminite and alginite, removed vitrinite, as well as bioclasts: onychites and calcespheres organic matter. The investigation is focused on bioclasts. The petrographic characteristics, their change in the process of maturation evolution are described, qualitative parameters to access the degree of bioclasts maturity are established,

and the initial formula for converting the onychites reflection index to the equivalent of vitrinite reflection index is proposed.

Keywords: Bazhenov sediments, coal petrography, organic matter, maceral composition, bituminite, onychites, calcespheres, catagenetic transformation, laboratory modeling of kerogen transformation

For citation: Marunova D.A., Pronina N.V., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Savostin G.G., Vaitekhovich A.P., Kalmykov G.A. Evolution of bioclasts during catagenesis in rocks of Bazhenov formation on the territory of the Frolov oil and gas region. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 87–95. (In Russ.).

Введение. Изучением органического вещества (ОВ) баженовской высокоуглеродистой формации занимались многие исследователи на протяжении более 50 лет [Конторович и др., 1975; Вассоевич, 1979; Брадучан и др., 1986; Гончаров и др., 2004; Гуари и др., 2005; Козлова и др., 2015; Пронина, 2021]. В настоящее время в связи с усовершенствованием технологий и получением новой информации большое внимание стали уделять не только общим характеристикам пород, но и более детальному изучению строения и состава отдельных компонентов. Среди таких работ можно выделить исследования мацерального состава органического вещества отложений (элементарных единиц, устанавливаемых под микроскопом и имеющих конкретные морфологические-диагностические признаки). Установлено, что этот состав очень неоднороден [Калмыков и др., 2017; Калмыков и др., 2019; Топчий и др., 2019; Пронина и др., 2022], мацералы преобразуются в процессе катагенеза не синхронно [Марунова и др., 2021]. Кроме основных нефтепродуцирующих мацералов группы липтинита (битуминит и альгинит) в отложениях формации выделено также органическое вещество различных планктонных микроорганизмов: радиолярий, кальцесфер и онихитов [Вайтхович и др., 2022]. Остается актуальным изучение процессов преобразования отдельных мацералов, оценка их генерационной способности (количественные характеристики способности генерировать нефть и газ), кинетических спектров, выявление зависимостей между показателями отражения отдельных мацералов, выделение прослоев, обогащенных определенными микроэлементами ОВ по территории и разрезу. В результате определения перечисленных характеристик станет возможным уточнение уже существующих, а также построение новых бассейновых моделей с большей степенью достоверности получаемых результатов, что является важной и актуальной задачей для повышения успешности поиска скоплений углеводородов на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Целью данной статьи является изучение мацерального состава органического вещества баженовского горизонта, выявление уникальных прослоев биокластов в породах баженовского горизонта на территории Фроловской нефтегазоносной области и установление особенностей преобразования органического вещества биокластов в катагенезе.

Материалы и методы исследований. Исследуемые образцы. Объектом исследования стало

ОВ из разреза пород баженовского горизонта из 35 скважин на территории Фроловской нефтегазоносной области. Для определения пиролитических характеристик ОВ исследовано около 2000 образцов, полностью характеризующих изучаемый разрез. Для изучения мацерального состава по результатам пиролиза выбрано 130 образцов пород. Лабораторное моделирование преобразования мацералов выполнено на 22 образцах, для которых проведены углепетрографические исследования.

Методики исследования. Для определения характеристик ОВ на первом этапе образцы пород истирали до порошкообразного состояния и экстрагировали хлороформом (ХЧ) в аппарате Сокслета. Экстракция заканчивалась при достижении в растворе в охлажденном аппарате значений концентрации раствора $\leq 0,000625\%$ битумоида (3 балла).

Содержание ОВ, его тип, зрелость и нефтегенерационный потенциал в образцах определяли методом пиролиза на приборе HAWK. Пиролиз выполняли по стандартной методике, подробно описанной, например, в работах [Espitalie et al., 1993; Лопатин и др., 1987].

Углепетрографические исследования проводили на установке QD1302 (Craic Technologies) согласно ГОСТам: 9414.2-93 (Уголь каменный и антрацит. Методы петрографического анализа. Ч. 2: метод подготовки образцов); 9414.3-93 (Методы петрографического анализа углей. Ч. 5: метод определения показателя отражения витринита с помощью микроскопа); 12113-94 (Угли бурые, каменные, антрациты, твердые рассеянные органические вещества). Метод определения показателей отражения соответствует международному стандарту ISO 7404-5. Исследования включали описание аншлифов, замеры показателя отражения согласно ГОСТам 12113-94 и ISO 7404-5 в масле с объективом x50 и эталоном Yttrium-Aluminium (RV 0,905%) или Spinel (RV 0,426%), а также изучение образцов в ультрафиолетовом свете.

Для изучения дальнейшего преобразования мацералов выполнен эксперимент по лабораторному моделированию преобразования ОВ. Эксперимент проводился на 22 образцах (диаметр 30 мм, высота варьировалась от 7 до 15 мм), которые помещали в автоклавы, добавляли дистиллиированную воду в объеме, позволяющем при условиях эксперимента достигать пластового давления (30 МПа), после чего образцы прогревали при температуре 350 °C в течение 12 часов. После прогрева автоклавы охлаждали до комнатной температуры, извлекали образцы, вы-

сушивали и передавали на изготовление аншлифов и изучение мацерального состава. Часть образца истирали в порошок, на котором проводили пиролитические исследования.

Результаты исследований и их обсуждение.

Исследования показали распределение ОВ в разрезе баженовских отложений. На изучаемой территории встречаются мацералы группы витринита и липтинита, биокласты, а также жидкие продукты преобразования мацералов: битумы и битумные пленки (В).

Витринит в отложениях встречается редко, является привнесенным. Из мацералов группы липтинита в баженовской формации встречается битуминит и альгинит. Они являются основным нефтегенерирующим органическим веществом. По их количеству в образцах можно судить о материнском потенциале пород. Детальное описание мацераллов группы липтинита и витринита проводилось авторами ранее [Марунова и др., 2021; Пронина и др., 2022; Вайтехович и др., 2022], поэтому в данной статье акцент сделан на изучении органического вещества биокластов: онихитов и кальцесфер.

Онихиты (Onh). Ранее онихиты назывались некоторыми исследователями «атипичным» битуминитом, так как генезис фрагментов не был установлен, а по углепетрографическим характеристикам ОВ похоже на битуминит. Онихиты часто встречаются в отложениях формации. Представляют собой крупные, удлиненные фрагменты серого в отраженном свете органического вещества, имеющие зональную люминесценцию в ультрафиолетовом свете.

По онихитам можно замерять показатель отражения, однако в настоящее время считается, что он будет только качественно характеризовать зрелость ОВ, так как еще не выведено формулы пересчета его показателя отражения на показатель отражения витринита. Так как зерна мацерала крупные, присутствуют в образцах в большом количестве во всей главной зоне нефтеобразования, а характер их изменения в катагенезе предположительно схож с витринитом, актуальна разработка формулы пересчета их показателя отражения на значение эквивалент витринита.

Во Фроловской области онихиты встречены практически во всех образцах. На месторождениях, где градация катагенеза определяется как МК1-МК2, зерна мацерала представлены серым в отраженном цвете дегенерационным веществом, без вторичной пористости и трещиноватости (рис. 1, а, в). Зональная люминесценция мацерала указывает на то, что «созревание» ОВ онихит начинается от краев зерна к центру. На месторождениях, где градация катагенеза определяется как МК3, зерна мацерала представлены светло серым в отраженном свете ОВ (изменение цвета на более светлые оттенки вызвано обуглероживанием ОВ), могут быть трещиноватые или со вторичной пористостью. Сгенерированные мацералом битумы могут находиться внутри пор (рис. 1, б, г).

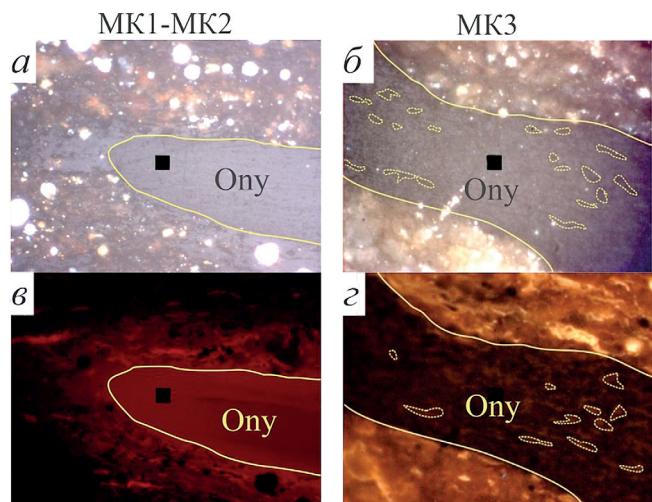


Рис. 1. Фотографии онихитов баженовского горизонта, находящиеся на разных степенях преобразованности, под люминесцентным микроскопом (а, в — простой отраженный свет; б, г — ультрафиолетовый свет)

Подобная вторичная пористость в зернах исходного органического вещества называется «керогеновой пористостью» и является одним из видов пористости нетрадиционных коллекторов баженовской свиты [Фомина и др., 2021]. Для ОВ онихитов подобная пористость появляется при достижении мацералом градации катагенеза МК3. Полученные результаты углепетрографических исследований можно сопоставить с исследованиями методом растровой электронной микроскопии [Калмыков и др., 2019]. Метод не позволяет выделить конкретные мацералы среди ОВ образца, однако рис. 2 иллюстрирует одинаковые виды керогеновой пористости, исследованные двумя разными методами.

Стоит отметить, что внутри одного образца может встречаться несколько разновидностей онихитов. Рядом с темно-серыми крупными, удлиненными зернами (dark onh) могут лежать светло-серые такие же по форме зерна (light onh). Показатель отражения таких зерен различается (у светло-серых он выше), в результате чего в образце получается два пика распределения показателя отражения (рис. 3). Наличие в образцах двух вариаций мацерала может быть связано с разной степенью преобразованности фрагментов, что довольно сложно объяснить, так как расстояние между зернами может быть достаточно маленьким (около 10 нм), либо же фрагменты могут сливаться, накладываться или примыкать друг к другу. Можно предположить, что минеральное «окружение» зерен ОВ может выступать в качестве катализатора или ингибитора созревания ОВ, однако данный вопрос неоднозначен и требует проведения дополнительных исследований. Другим объяснением может стать разный генезис фрагментов. Так как внутри одного зерна онихита наблюдаются «зоны» с разной флюоресценцией, цветом и показателем отражения, фрагменты могут быть разными частями онихита, ввиду своего разного генезиса, преобра-

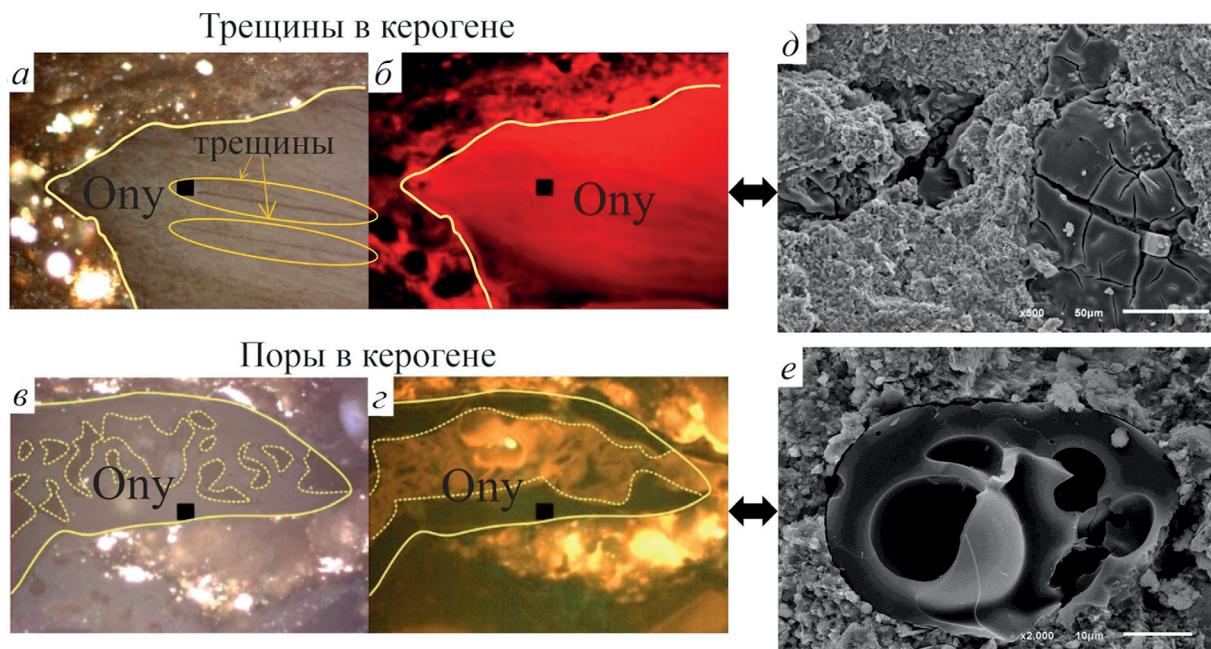


Рис. 2. Виды вторичной пористости в органическом веществе (фотографии под люминесцентным микроскопом *a*, *b* — простой отраженный свет; *b*, *c* — ультрафиолетовый свет; *d*, *e* — микрофотографии, сделанные под растровым электронным микроскопом [Калмыков и др., 2019])

зующимися по-разному. Эта теория также требует дополнительных исследований, а также привлечения специалистов из разных сфер, например, палеонтологии и микробиологии.

Остатки органического вещества кальцесфер (Cal) встречаются в отложениях формации редко. Наиболее распространены в верхней части разреза в наиболее карбонатизированном интервале. Во всей главной зоне нефтеобразования представлены круглыми образованиями, центральная часть которых заполнена серым ОВ, а внешняя окружность представляет собой остатки минерального скелета

организмов. Люминесценция в ультрафиолетовом свете отсутствует. Обычно по ОВ кальцесфер не замеряют показатель отражения, так как замеров может быть недостаточно для сбора статистики. Также не существует формулы пересчета значений отражательной способности на эквивалентные значения для витринита.

Мацеральный состав ОВ баженовского горизонта Фроловской нефтегазоносной области одинаков: преобладает битуминит, составляющий основную массу ОВ, также повсеместно встречаются онихиты; алигинит и органическое вещество кальцесфер присутствуют в виде единичных фрагментов. Стоит отметить, что соотношение мацералов в прослоях и по площади может существенно варьировать. Например, выделяется ряд уникальных прослоев ОВ определенного мацерального состава: уникальный прослой альгинита в четвертой пачке горизонта, подробно описанный в работе Т.Д. Булатова с соавторами [2021], а также прослои биокластов: прослой онихитов и органического вещества кальцесфер. Разбиение горизонта на пачки и их детальное описание сделано в работах Калмыкова Г.А. и Балушкиной Н.С. [2017], Панченко И.В. с соавторами [2016]. В данной статье используются их результаты исследований.

Прослой онихитов выделяется в одной скважине на Южно-Эргинском месторождении в четвертой пачке баженовской свиты (рис. 4). Большое количество онихитов распределено по всему образцу, поверхность которого имеет размер ~1,5×1 см. Зерна мацерала с зональной слабой флюoresценцией, удлиненные, очень крупные, темно-серого цвета в отраженном свете. Другие мацералы в прослое отсутствуют.

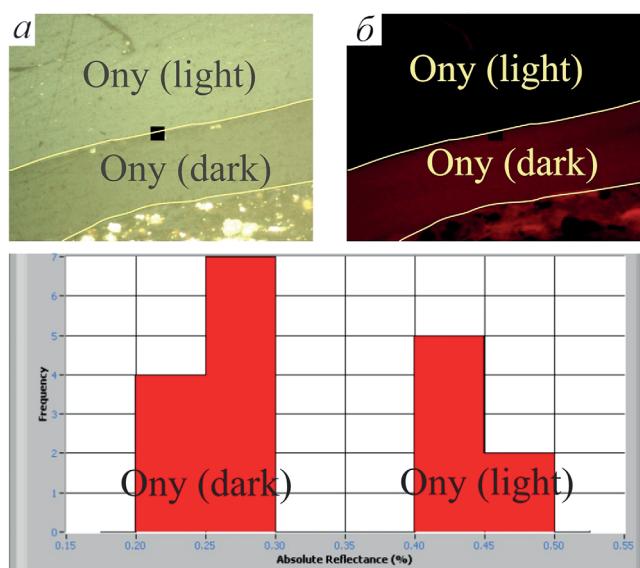


Рис. 3. Фотографии разновидностей онихитов и распределение показателей отражения внутри мацерала под люминесцентным микроскопом (*a* — простой отраженный свет; *b* — ультрафиолетовый свет)

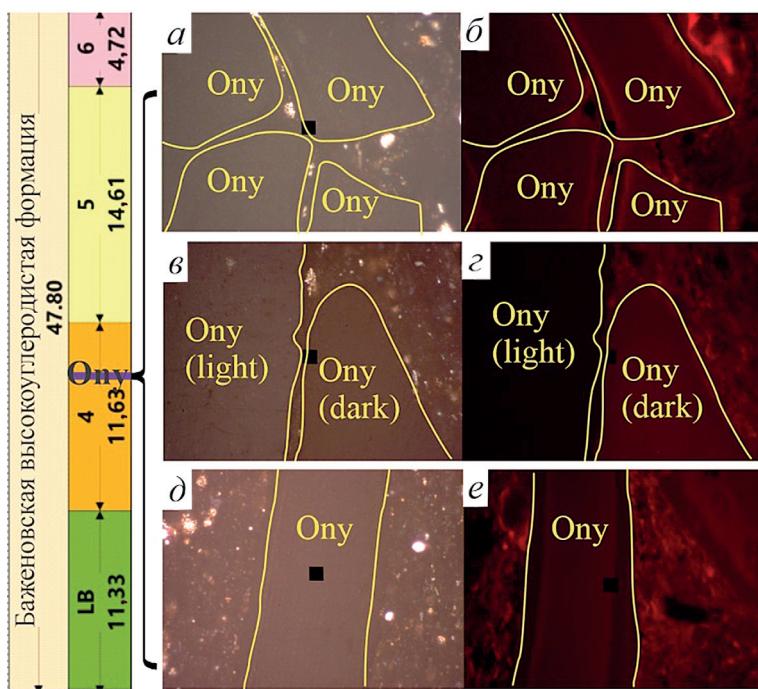


Рис. 4. Фотографии под люминесцентным микроскопом и положение в разрезе баженовской свиты уникальных прослоев оникситов (а, в, д — простой отраженный свет; б, г, е — ультрафиолетовый свет)

Прослой органического вещества кальцесфер выделяется в трех скважинах на территории Ем-Еговского месторождения в пятой пачке горизонта (рис. 5), с повышенным содержанием карбонатного материала, относительно остального разреза формации. ОВ представлено исходным серым веществом, без вторичной пористости, иногда со слабой трещиноватостью.

Во всей главной зоне нефтеобразования ОВ кальцесфер представлено имеющим исходные углепетрографические характеристики веществом, у оникситов на градации МК3 появляется вторичная пористость, заполненная стеклерированными макералом соединениями, и трещиноватость. Следовательно, качественно оценить степень зрелости по ОВ кальцесфер для градаций катагенеза МК1–МК3 невозможно, тогда как для оникситов визуально возможно разделить границу между градациями МК2 и МК3. Витринит в отложениях баженовской формации практически не встречается, а при его наличии частиц слишком мало для статистически корректного определения отражательной способности. Битуминит практически полностью переходит в микринит на градации катагенеза МК2. Поэтому актуально выявление качественных критериев оценки степени зрелости, а также, как уже было сказано ранее, выведение формулы пересчета отражательной способности наиболее «термостойкого» ОВ на эквивалентное значение для витринита. Таким ОВ являются оникситы и ОВ кальцесфер. С целью изучения преобразования данных макералов на градациях катагенеза МК3 и выше был поставлен эксперимент по лабораторному моделированию созревания органического вещества в автоклавах.

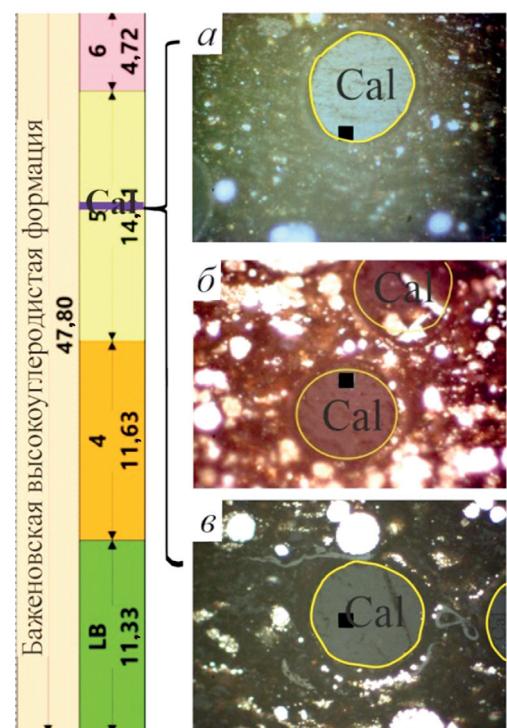


Рис. 5. Фотографии под люминесцентным микроскопом и положение в разрезе баженовской свиты уникальных ОВ кальцесфер (а, б, в — простой отраженный свет)

Изменение макералов в результате лабораторного моделирования созревания органического вещества. В результате эксперимента удалось установить, что изменения, произошедшие с макералами после гидротермального воздействия, идентичны изменениям, происходящим в реальных геологических условиях. Так, например, рис. 6 показывает, что в исходном и прогретом образцах, ОВ которых имеет одинаковую степень преобразованности, оникситы представлены крупными серыми зернами, с неровными контурами и вторичной пористостью и трещиноватостью, зональная люминесценция отсутствует. Наблюдаемый по контуру зерна битум в прогретом образце имеет более яркую люминесценцию в ультрафиолетовом свете, что может указывать на генерацию более легких углеводородных соединений, которые в пласте мигрируют в зоны повышенной пористости. Изменения, подобные природным, наблюдаются также и с другими макералами гидротермально прогретых образцов: альгинитом, битуминитом и ОВ кальцесфер.

Ярко выраженные изменения с ОВ оникситов происходят на поздних градациях катагенеза ($TR > 90\%$, МК4 и выше). У зерен гидротермально прогретого макерала наблюдается внутренняя структура, представленная зонами более светлого цвета (более преобразованные, обуглероженные). Зоны могут выделяться как внутри зерна, в виде удлиненных фрагментов (рис. 7, в, г), так и в виде «каемки» по контуру зерна (рис. 7, а, б). Встречаются также фрагменты, практически полностью представ-

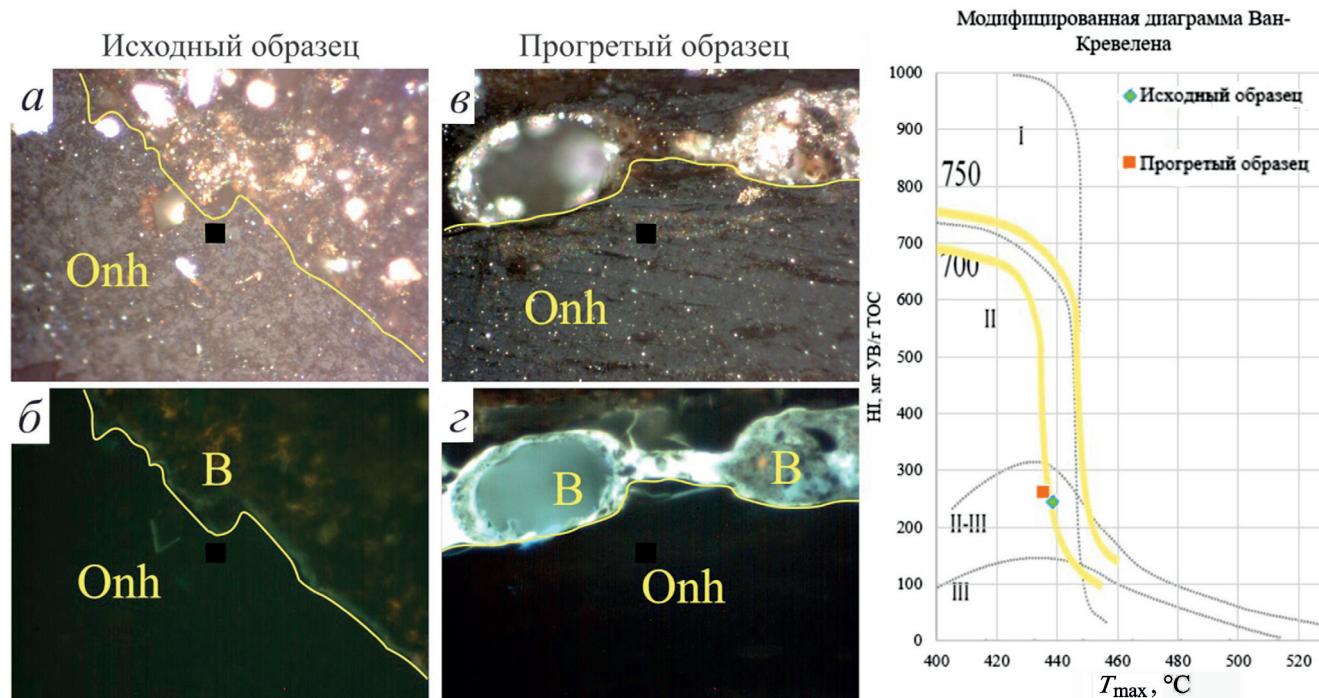


Рис. 6. Фотографии под люминесцентным микроскопом оникситов до и после гидротермального моделирования созревания ОВ (a, в — простой отраженный свет; б, г — ультрафиолетовый свет)

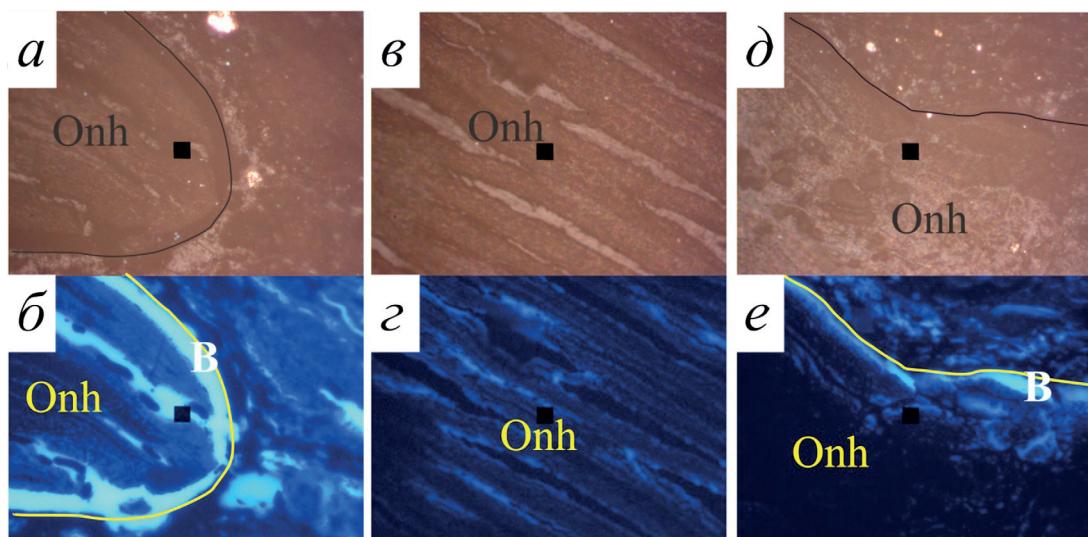


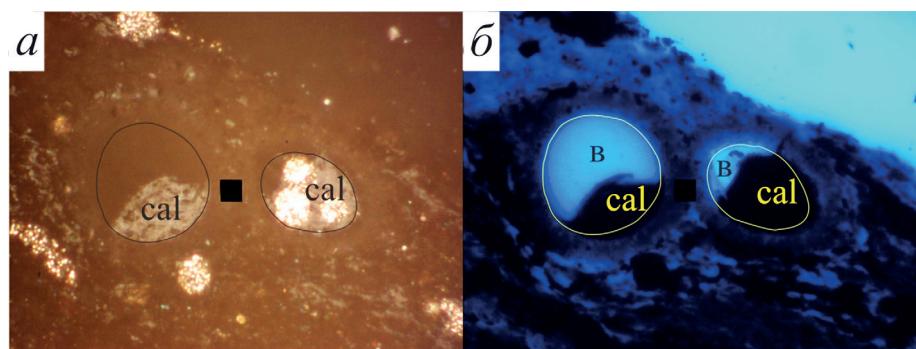
Рис. 7. Фотографии под люминесцентным микроскопом оникситов после температурного воздействия (a, в, д — простой отраженный свет; б, г, е — ультрафиолетовый свет)

ленные светло-серым обуглероженным ОВ (рис. 7, д, е). Во всех фрагментах отмечается вторичная пористость. Наблюдается изменение цвета мацерала на более светлые оттенки в отраженном свете. В ультрафиолетовом свете появляется яркая голубая флюoresценция УВ соединений, заполняющих поры внутри и по контуру зерна.

Полученные результаты показали, что отдельные зерна оникситов преобразуются по-разному. Есть несколько предположений относительно данных результатов. Во-первых, генезис оникситов не установлен однозначно, также выделяется несколько разновидностей мацерала: темные (dark onh) и светлые (light onh) оникситы, о которых

говорилось ранее, встречаются зерна округлой и вытянутой формы. Соответственно, исходное вещество для зерен мацерала может быть разным, и по этой причине процессы преобразования будут идти по-разному. В одном случае будет появляться внутренняя структура в виде более преобразованных вытянутых фрагментов, в другом случае преобразование будет более выраженным на «каемке» вокруг зерна, в третьем случае пористость будет появляться внутри зерен мацерала. Во-вторых, минеральная матрица породы на контакте с ОВ может влиять на его преобразование, выступая в роли катализатора (например, пирит) или ингибитора (например, карбонаты) процессов созревания. Ве-

Рис. 8. Фотографии под люминесцентным микроскопом ОВ кальцесфер после температурного воздействия (а — простой отраженный свет; б — ультрафиолетовый свет)



роятнее всего, на процесс оказывают влияние оба приведенных фактора.

Преобразование ОВ кальцесфер, также как и онихитов, происходит после главной зоны нефтеобразования ($TR > 90\%$, МК4 и выше). В образцах до эксперимента ОВ кальцесфер встречается только с исходными углепетрографическими характеристиками, представленное серым веществом, расположенным внутри минерального скелета организма. После прогрева внутри скелета уменьшается доля исходного вещества, образуются крупные поры, заполненные новообразованными УВ соединениями, ярко люминесцирующими в УФ свете (рис. 8). В образцах до гидротермального воздействия внутри ОВ кальцесфер битумы не были зафиксированы.

Эксперимент по лабораторному моделированию созревания ОВ позволил проследить преобразование онихит и ОВ кальцесфер. Наиболее выраженные изменения наблюдаются в мацералах после выхода ОВ из главной зоны нефтеобразования. Появление вторичной пористости и трещиноватости для онихитов является признаком нахождения мацерала на градации катагенеза МК3. Появление внутренней

структурь внутри зерен, битумов по контуру и в порах, изменение цвета в отраженном свете на светло-серые тона являются признаками нахождения ОВ на градации катагенеза МК4. Для ОВ кальцесфер признаком градации катагенеза МК4 является появление пор внутри ОВ, которые могут быть заполнены углеводородными соединениями, удерживаляемыми минеральным скелетом организма. На более ранних градациях катагенеза даже качественная оценка степени зрелости по кальцесферам невозможна.

Количественным параметром степени зрелости при изучении ОВ углепетрографическим методом является показатель отражения мацералов. Как было сказано ранее, витринит в отложениях баженовской свиты встречается крайне редко, а по битуминиту не всегда возможно проводить замеры показателя отражения (особенно на градации катагенеза выше МК2), поэтому еще одной задачей в рамках данной работы было получение формулы пересчета показателя отражения онихитов на эквивалентное значение витринита. В распоряжении авторов было три уникальных образца баженовской свиты, содержащих линзы угля и баженовские от-

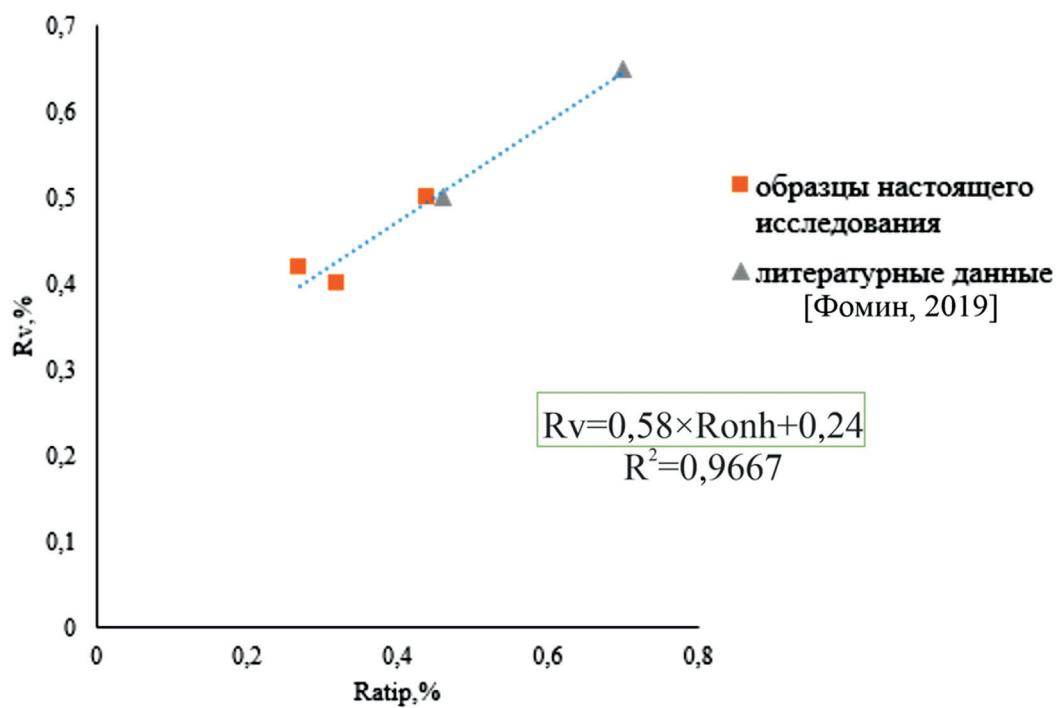


Рис. 9. Корреляция показателей отражения онихитов и витринита

ложения с онихитами. В результате исследований, а также по литературным данным [Фомин, 2019] была получена зависимость показателя отражения онихитов и витринита (рис. 9). Зависимость имеет вид: $Rv = 0,58 \times Ronh + 0,24$. Стоит отметить, что полученная формула является предварительной, исследования находятся на начальном этапе. Необходимо собрать более представительную коллекцию, дополнить результаты и скорректировать получаемое уравнение. Также важно проследить изменения в онихитах разной природы, установить признаки, позволяющие различить их в случаях, когда в породе встречен только один тип онихитов, выявить зависимость между значениями отражательной способности для разных онихитов. Обобщение данных, полученных разными исследователями, позволило бы существенно продвинуться в данном вопросе.

Заключение. Полученные результаты иллюстрируют, как преобразуются онихиты и ОВ кальцесфер в процессе катагенеза. Установлено, что ОВ баженовской высокоуглеродистой формации представлено преимущественно битуминитом, повсеместно встречаются онихиты, в виде единичных включений альгинит и ОВ кальцесфер. Выделены уникальные прослои концентрированного органического вещества определенного мацерального состава, а именно: прослой онихитов в четвертой пачке свиты на Южно-Эргинском месторождении и прослой ОВ кальцесфер в пятой пачке на Ем-Еговском месторождении.

В результате моделирования созревания ОВ установлено, каким образом изменяются биокласты на высоких градациях катагенеза, предложены качественные признаки определения степени зрелости по онихитам и ОВ кальцесфер. Также предположена

начальная формула пересчета показателя отражения онихитов на эквивалентные значения витринита, что является количественной характеристикой степени зрелости органического вещества.

Стоит отметить, что исследования биокластов в отложениях баженовской формации стали актуальны только с недавнего времени. Перед исследователями стоит ряд нерешенных задач, таких как определение кинетических спектров отдельных мацералов для более детального и корректного построения бассейновых моделей, установление количества и состава углеводородных соединений, генерируемых отдельными мацералами, уточнение формулы пересчета показателя отражения онихитов на эквивалентные значения витринита, и многие другие.

Важно обратить внимание, что согласно предыдущим исследованиям [Марунова и др., 2021; Пронина и др., 2022; Вайтхович и др., 2022] определенный в баженовском горизонте Фроловской области мацеральный состав не будет существенно отличаться от мацерального состава баженовской свиты практически на всей территории ее распространения. Можно говорить о том, что изменения мацералов в ходе катагенетического преобразования будут протекать по тем же механизмам. Следовательно, предлагаемая формула оценки эквивалентного значения отражательной способности витринита по отражательной способности онихитов и качественные критерии зрелости органического вещества могут быть применены на более широкой территории. Таким образом, работа имеет большое значение для оценки перспектив нефтегазоносности региона на основании степени преобразованности керогена и количества реализованного генерационного потенциала, построения более точных бассейновых моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брадучан Ю.В., Гураги Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) // Тр. Ин-та геологии и геофизики. № 649. Новосибирск: Наука, 1986. С. 27–31.
- Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Леушкина Е.А. и др. Кероген I типа в породах баженовской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 110–119.
- Вайтхович А.П., Пронина Н.В., Коточкива Ю.А. Онихиты в баженовском горизонте // Успехи органической геохимии. 2022. С. 35–37.
- Васкоевич Н.Б., Тимофеев П.П. Нефтематеринские свиты и признаки их диагностики. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В. и др. Молекулярные параметры катагенеза органического вещества пород баженовской свиты Томской области // Геология нефти и газа. 2004. № 5. С. 53–59.
- Гураги Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 159–171.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 247 с.
- Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.
- Конторович А.Э., Несторов И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Лопатин Н.П., Емец Т.П. Пиролиз в нефтяной геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.
- Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Стадии преобразованности органического вещества пород тутлеймской свиты в зависимости от его мацерального состава // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 86–97.
- Панченко И.В. и др. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части

- Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керна и ГИС // Геология нефти и газа. 2016. № 6. С. 21–33.
14. Пронина Н.В., Вайтхович А.П. Прямые признаки нефтеобразования в породах баженовской свиты // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 152–157.
15. Пронина Н.В., Вайтхович А.П., Калмыков А.Г. и др. Значение определений мацералов для понимания и изучения процессов трансформации органического вещества нефтематеринских пород // Георесурсы. 2022. Т. 24, № 2. С. 29–35.
16. Топчий М.С., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Распределение органического вещества в породах баженовской высокоуглеродистой формации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 46–57.
17. Фомин А.Н. Основы геологии и петрологии твердых горючих ископаемых: Учеб. пособие. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2019.
18. Фомина М.М. и др. Выделение потенциально-продуктивных интервалов тутлеймской свиты центральной части Красноленинского свода // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 132–141.
19. Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Appl. Petrol. Geochem. P: Technip ed., 1993. P. 237–361.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 550.849

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-96-104

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ КИНЕТИКИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОБРАЗЦЕ БАЖЕНОВСКОЙ СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**Григорий Геннадьевич Савостин¹✉, Антон Георгиевич Калмыков²,
Дарья Андреевна Иванова³, Георгий Александрович Калмыков⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.savostin@oilmsu.ru✉, <https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d.ivanova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В работе приведены результаты изотермального кинетического эксперимента методом закрытого пиролиза на образце нефтематеринской породы из баженовской сланцевой формации. В результате исследований за 48 часов термального воздействия при температуре 350 °C получилось преобразовать 80% генерационного потенциала керогена относительно исходного образца. Изменение органического вещества в ходе лабораторного моделирования, фиксируемое пиролитическими параметрами, происходит по тем же трендам, что установлены в природных нефтематеринских породах на разных стадиях катагенеза. Полученные кинетические спектры деструкции керогена показывают определенную неоднородность органического вещества внутри исследуемого образца. При фиксированном значении частотного фактора наблюдается уменьшение низкоэнергетических связей и увеличение значений максимального выхода углеводородных соединений с 53 до 54 ккал/моль. Рассчитанные изменения в выходе углеводородных соединений при разных энергиях деструкции керогена в зависимости от степени преобразованности органического вещества показали отличия относительно экспериментальных результатов, что свидетельствует о влиянии макерального состава и необходимости учета изменчивости отдельных компонентов при бассейновом моделировании.

Ключевые слова: кероген, кинетические исследования, гидропиролиз, пиролиз, баженовская свита, преобразование органического вещества, моделирование генерации углеводородов, Западная Сибирь

Для цитирования: Савостин Г.Г., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. Экспериментальные данные по изучению кинетики преобразования органического вещества в образце баженовской сланцевой формации Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 96–104.

EXPERIMENTAL DATA ON ORGANIC MATTER MATURATION INVESTIGATION IN ONE SAMPLE OF THE BAZHENOV SHALE FORMATIONS (WESTERN SIBERIA)

**Grigoriy G. Savostin¹✉, Anton G. Kalmykov², Darya A. Ivanova³,
Georgiy A. Kalmykov⁴**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.savostin@oilmsu.ru✉, <https://orcid.org/0009-0009-1090-1842>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d.ivanova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1225-4919>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. The paper presents the results of the closed system hydrolytic pyrolysis isothermal kinetic experiment on a source rock sample from the Bazhenov shale formation. After 48 hours of thermal exposure at a temperature of 350 °C 80% of the kerogen generation potential relative to the original sample was transformed into hydrocarbons. Organic matter changes during laboratory modeling of maturation, controlled by pyrolytic parameters, follow the same trends as in natural source rocks. The kinetic spectra of kerogen activation energy destruction show a heterogeneity of organic matter inside the rock. At the constant frequency factor, a decrease in low-energy bonds and an increase in the release of hydrocarbon compounds from 53 to 54 kcal/mol are observed. Calculated changes in hydrocarbon compounds formation at different activation energies depending on maturity level are different from experimental ones, which indicates the influence of maceral composition and necessity to take into account a variability of individual components in basin modeling.

Keywords: kerogen, kinetics investigations, hydropyrolysis, pyrolysis, Bazhenov formation, organic matter transformation, hydrocarbons generation modeling, Western Siberia

For citation: Savostin G.G., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Kalmykov G.A. Experimental data on organic matter maturation investigation in one sample of the Bazhenov shale formations (Western Siberia). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 96–104. (In Russ.).

Введение. Изучение нефтематеринских толщ является одним из важнейших направлений геологии. Знания о процессах, протекающих в высокоуглеродистых формациях, позволяют повышать точность прогноза открытых месторождений и предсказания количества нефти и газа, подсчета запасов и ресурсов, оценки перспектив новых территорий. Одним из основных изучаемых процессов является процесс трансформации керогена (твёрдого органического вещества, нерастворимого в растворителях [Конторович и др., 2018]) в жидкие и газообразные углеводородные соединения. Моделирование процессов нефтегазообразования лабораторными и компьютерными методами сопряжено с рядом проблем. Необходимо учитывать разнообразие мацерального состава керогена и его неравномерное распределение внутри горных пород, влияние минеральной составляющей, сорбционные эффекты органического вещества и многие другие факторы для получения точной модели процесса катагенетических преобразований.

Тем не менее попытки описать данный процесс, используя лабораторные методы моделирования, осуществляются разными исследователями и на разных объектах. В литературных источниках можно найти информацию по кинетическим исследованиям, которые были получены для многих сланцевых формаций по всему миру: формации Грин Ривер (Юта, США) [Ruble et al., 2001; Le Doan et al., 2013; Cumming et al., 2014], бассейна Арапип в Бразилии [Spigolon et al., 2015], образцов из формации Сарджело в Иране [Kashi et al., 2021], пород из бассейна Ордос в северо-западном Китае [Tang et al., 2015], пород Сычуанского бассейна в южном Китае [Ma et al., 2021], Бояхайского бассейна в восточном Китае [Li et al., 2008], пород бассейна Киншу в Южном Китае [Hao et al., 2021] и ряда других.

Из нефтематеринских толщ, находящихся на территории России, наиболее полные результаты кинетических исследований были опубликованы для пород доманиковой высокоуглеродистой формации Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и баженовской свиты Западной Сибири. Авторами показано, что при температурном воздействии можно частично реализовать генерационный потенциал керогена и получить углеводородные системы разного состава [Бушнев и др., 2004; Бурдельная и др., 2013; Бычков и др., 2015; Калмыков и др., 2017; Левкина и др., 2019; Кашапов и др., 2020; Поров et al., 2017]. В этих работах достаточно подробно рассматривался вопрос реализации генерационного потенциала керогена нефтегазоматеринских пород за счет третичных методов воздействия. Однако процесс преобразования органического вещества рассматривается в общем для исследуемого объекта.

В случае трансформации керогена в баженовской свите остались открытыми вопросы, связанные с влиянием сложного литологического состава [Калмыков, Балушкина, 2017; Конторович и др., 2016; 2018] и неравномерным распределением мацералов по разрезу и латерали [Пронина, Вайтехович, 2021], их различиями в генерации на разных стадиях катагенеза Leushina et al., 2021].

Целью данной работы является изучение изменения кинетических характеристик органического вещества в ходе увеличения степени зрелости породы. Для этого был поставлен модельный эксперимент по изотермическому кинетическому преобразованию незрелого вещества в образце породы баженовской свиты. Данные об изменении генерационного потенциала керогена и кинетических спектров энергии его деструкции, и их сопоставление с теоретическими представлениями о протекании процесса позволяют, с одной стороны, оценить возможность применения использованного метода лабораторного моделирования для изучения катагенетических преобразований высокоуглеродистых формаций, а с другой, представлять набор данных для проведения бассейнового моделирования с более высокой точностью, расширения теоретических представлений о ходе трансформации керогена.

Образец. Для проведения эксперимента по изучению преобразования керогена был выбран образец породы баженовской сланцевой формации из месторождения, расположенного в 40 км южнее г. Нефтеюганска. Глубина отбора составила ~2900 м. Порода описана как керогеново-глинисто-кремнистая, состоящая из кремнезема (36%), органического вещества (32%), глинистых минералов (15%), пирита (7,5%), аутигенного полевого шпата (7%), кальцита (2%) и фосфатов (0,5%).

Согласно пиролитическим данным, органическое вещество относится ко второму типу керогена. Характеризуется параметром S₂ 203,5 мг УВ/г породы, ТОС 28,04 мас.% и водородным индексом НІ 725 мг УВ/г ТОС. Значение T_{max} составляет 433 °C, что позволяет считать его незрелым, не вступившим в главную зону нефтеобразования. Результаты углепетрографических исследований данного прослоя показали, что он насыщен органическим веществом, представленным обычным битуминитом, атипичным битуминитом и пленками битумоидов. Атипичный битуминит имеет характерное зональное свечение и представлен зернами серого и темно-серого цвета. Встречены крупные минеральные включения, которые обволакивает битуминит.

Методика. Эксперимент проводился в 3 этапа. На первом этапе изучаемый образец массой 60,3 г был распилен на куски массой 1–2 г и помещен в автоклав. Эксперимент проводился на цельных кусках

породы, а не на дробленной до порошкообразного состояния субстанции, поскольку целью эксперимента было смоделировать процессы, протекающие в пласте. Известно, что некоторые минералы могут влиять на процесс преобразования керогена, что подтверждается как различием биомаркерных параметров в зависимости от состава вмещающих кероген нефтематеринских пород [Peters et al., 2005], так и наблюдениями о каталитическом влиянии отдельных минералов, установленном в ходе исследований авторами статьи.

Далее к породе добавлялась дистиллированная вода. Автоклав помещали в печь, предварительно нагретую до температуры 350 °C, выдерживали в течение трех часов, после чего вынимали и охлаждали до комнатной температуры. Такой тип исследования органического вещества относится к методам закрытого пиролиза и носит название гидропиролиза [Lewan, 1985]. Для изучения изменений, произошедших в результате эксперимента, из автоклава отбирался один кусок породы, который в дальнейшем высушивался и взвешивался после достижения постоянной массы. Оставшиеся куски породы подвергались дальнейшему термическому воздействию в присутствии воды. Протекание процессов преобразования керогена контролировали, анализируя результаты пиролиза отобранных образцов. В результате количество стадий эксперимента составило 16, а общее время теплового воздействия равнялось 48 часам.

После окончания эксперимента из исходного образца и кусков после гидропиролиза методом горячей экстракции хлороформом в аппарате Сокслета удалились все растворимые в органических растворителях соединения. Для отслеживания преобразования керогена на образцах выполнялся пиролиз Rock-Eval [Espitalie, Bordenave, 1993] на пиролизаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies, USA).

На третьем этапе для этих образцов были выполнены кинетические эксперименты на пиролизаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies, USA). Целью данного этапа было проследить изменение кинетических спектров энергии деструкции керогена в результате искусственного увеличения степени зрелости органического вещества. Образцы истирали в порошок и помещали в кюветы. Для каждого образца был выполнен пиролиз при трех скоростях нагрева: 3, 10 и 30 °C/мин в диапазоне 300–650 °C [Burnham, 2017]. Полученные спектры обрабатывались в программе KINETICS2015 (GeoIso-Chem Corporation) с использованием дискретного метода. Расчет осуществлялся при фиксированном частотном факторе $A = 1 \cdot 10^{14} \text{ с}^{-1}$ [Waples, 2016].

Результаты. Измерение пиролитических параметров проэкстрагированных образцов после этапов гидротермального прогрева позволяет фиксировать эволюцию керогена в породе. Результаты приведены в табл. 1. Параметр S2, который показывает генера-

ционный потенциал керогена (количество углеводородных соединений, которые могут быть получены в результате крекинга), снижается за время эксперимента с 169,1 до 25,6 мг УВ/г породы. После 27 часов параметр фактически выходит на плато, что говорит о практически полном окончании крекинга керогена. Однако образцы после 39 часа показывают более высокие значения содержания керогена около 34,2 мг УВ/г породы, что свидетельствует о неравномерном распределении органического вещества в исследуемом образце.

Таблица 1

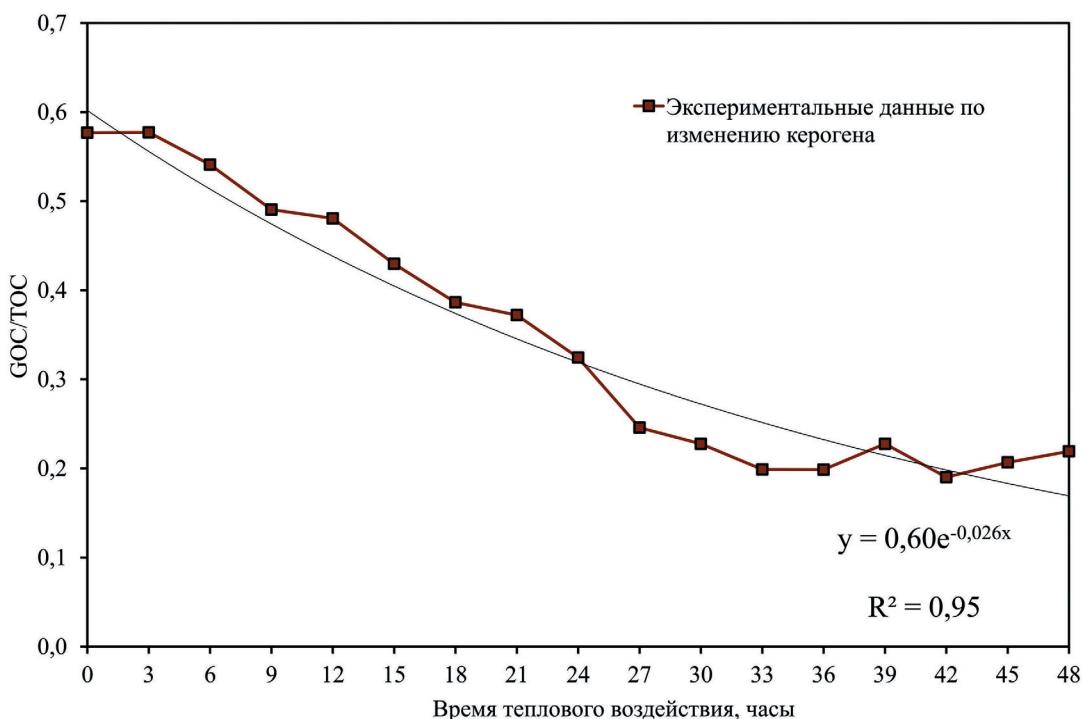
Результаты пиролиза экстрагированных образцов после многоэтапного прогрева при температуре 350 °C

Время прогрева, ч	S2, мг УВ/г породы	TOC, мас. %	T _{max} , °C	H _I , мг УВ/г TOC	GOC, мас. %	NGOC, мас. %
0	169,06	25,09	432	673	14,47	10,62
3	158,41	23,46	434	675	13,54	9,91
6	142,41	22,55	433	631	12,20	10,35
9	107,94	18,88	432	571	9,26	9,62
12	89,36	16,00	434	558	7,69	8,32
15	78,71	15,76	435	499	6,77	8,99
18	61,94	13,85	433	447	5,35	8,50
21	56,76	13,20	435	430	4,91	8,29
24	43,82	11,78	432	371	3,82	7,97
27	22,63	8,18	436	276	2,01	6,17
30	21,09	8,26	437	255	1,88	6,38
33	16,34	7,39	438	221	1,47	5,91
36	19,38	8,76	437	221	1,74	7,02
39	33,58	12,96	436	259	2,95	10,01
42	27,71	12,98	437	213	2,47	10,52
45	29,96	12,82	439	233	2,65	10,18
48	34,20	13,69	439	249	3,00	10,69

TOC характеризирует общее количество органического углерода в породе. После всех этапов теплового воздействия значение TOC снизилось с 25,1 до 7,4 мас. %. Как и в случае с параметром S2, минимальные значения наблюдаются в диапазоне с 27 по 36 час, составляя около 8 мас. %. После 39 часа этот параметр равняется примерно 13 мас. %. Это, скорее всего, связано с неравномерным распределением органического вещества по образцу.

Чтобы более корректно оценить преобразование керогена при разном времени воздействия, был выполнен анализ изменения доли пиролизируемого (GOC) и непиролизируемого углерода (NGOC) в породе, для чего был построен график изменения соотношения GOC/TOC (рис. 1). Общий тренд изменения можно описать с помощью уравнения экспоненты. Отношения данных параметров в исходном образце составили 0,56, а после 48 часов прогрева — 0,21. При этом значения в интервале прогрева 27–36 часов занижены относительно общего тренда.

Рис. 1. Изменение соотношения GOC/TOC керогена в ходе теплового воздействия



Таким образом, это может свидетельствовать о том, что органическое вещество, находящееся в этих образцах, несколько отличается от органического вещества в остальных исследуемых кусках. Однако без дополнительных углепетрографических исследований данное предположение несет исключительно предположительный характер.

Данные после экстракции свидетельствуют, что в результате термического воздействия параметр T_{\max} увеличился с 432 до 439 °С. Водородный индекс (HI) за время воздействия снизился со значений 673 до 213 мг УВ/г ТОС. Изменение данных параметров в ходе эксперимента отображено на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена (рис. 2). Из графика видно, что в результате гидропиролиза у органического вещества породы повышается зрелость за счет реализации генерационного потенциала и снижения значений водородного индекса. При этом параметры керогена при лабораторном моделировании изменяются аналогично изменениям для природных образцов пород из баженовской свиты (диапазон изменений отмечен желтыми линиями по результатам исследований [Козлова и др., 2015]). Наиболее заметные изменения происходят до 27 часа, водородный индекс снижается почти на 400 мг УВ/г ТОС, а с 27 по 48 час величина HI уменьшается только на 27 мг УВ/г ТОС. При этом параметр T_{\max} изменяется планомерно и незначительно в ходе эксперимента, разница между изначальной величиной и образцом после 48 часов прогрева составляет 7 °С. Фактически можно говорить о существенном изменении стадий катагенеза от ПК3-МК1 до МК3 при практически близком к постоянному значению параметра T_{\max} .

Полученные кинетические спектры с фиксированным частотным фактором $A = 1 \cdot 10^{14} \text{ с}^{-1}$

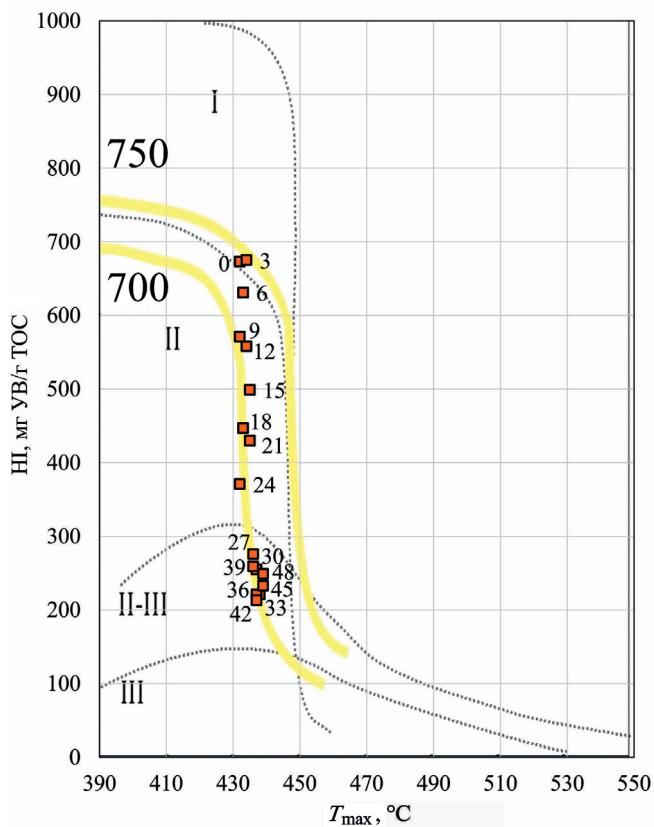


Рис. 2. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена ([Козлова и др., 2015] с изменениями) с нанесенными значениями пиролитических исследований после экстракции. Цифрами рядом с символами указано время теплового воздействия

позволяют сравнивать изменение распределений энергий активаций деструкции керогена без учета компенсационного эффекта [Waples, 2016]. Диапазон значений энергий активаций составляет 44–65 ккал/

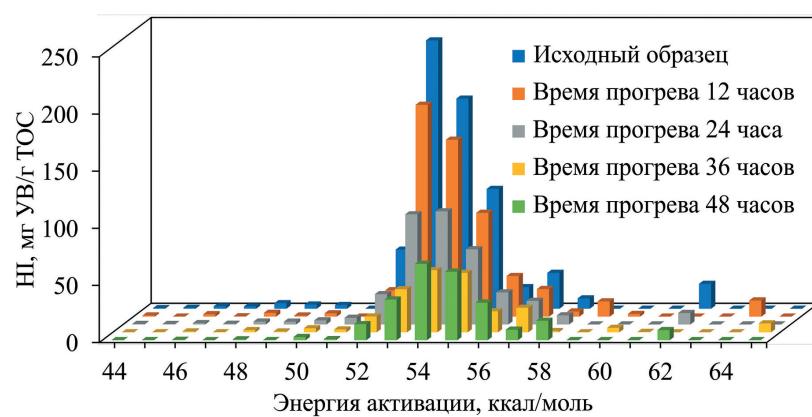


Рис. 3. Изменение кинетических спектров энергии деструкции керогена при фиксированном частотном факторе в зависимости от времени прогрева согласно экспериментальным данным

моль, при этом большая часть связей разрывается при значениях энергии от 52 до 58 ккал/моль (табл. 2). В исходном образце максимум распределения энергий приходится на значение 53 ккал/моль, но при увеличении зрелости начиная с образцов после 24 часа прогрева он смещается на 54 ккал/моль (рис. 3). Стоит отметить, что образцы после 3 и 6 часов прогрева также имеют максимум разрыва связей при энергии 54 ккал/моль. Более высокая энергия, необходимая для разрыва связей, может объясняться наличием факторов, препятствующих

преобразованию керогена. Таким фактором может быть присутствие менее реакционноспособных макералов.

Обсуждение результатов. За время эксперимента по гидропиролизу получилось реализовать 134,9 мг УВ/г породы при исходном генерационном потенциале керогена в размере 169,06 мг УВ/г пород, что составляет около 80% от исходного значения. Важно отметить, что изотермальный гидропиролиз в результате приводит к преобразованию органического вещества согласно тем же трендам измене-

Значения энергии активации деструкции керогена по результатам гидропиролиза, полученные при фиксированном частотном факторе $1 \cdot 10^{14} \text{ c}^{-1}$

Таблица 2

Время прогрева, часы	0	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	33	36	39	42	45	48
ккал/моль	Количество связей, %																
44	0,07	0,17	0,00	0,13	0,18	0,13	0,08	0,03	0,12	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00
45	0,13	0,19	0,15	0,10	0,00	0,04	0,11	0,12	0,10	0,28	0,18	0,23	0,05	0,22	0,00	0,16	0,01
46	0,31	0,00	0,10	0,18	0,37	0,35	0,21	0,11	0,30	0,17	0,25	0,28	0,35	0,18	0,35	0,27	0,12
47	0,30	0,70	0,38	0,25	0,04	0,10	0,17	0,32	0,17	0,37	0,37	0,41	0,03	0,45	0,34	0,36	0,00
48	0,71	0,30	0,00	0,31	0,59	0,61	0,53	0,15	0,68	0,61	0,48	0,76	0,90	0,57	0,87	0,52	0,29
49	0,54	0,00	1,13	0,00	0,16	0,20	0,00	0,80	0,65	0,65	1,02	0,64	0,33	1,30	1,08	1,05	0,04
50	0,48	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,96	1,51	0,57	1,95	1,62	0,71	1,60	1,10	1,12
51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,36	1,57	0,55	1,72	1,64	1,15	2,47	1,71	2,47	0,37
52	7,68	0,00	0,00	7,68	4,12	1,44	1,25	0,01	7,14	9,16	4,53	7,55	6,28	5,24	5,96	4,64	5,63
53	34,88	32,61	29,13	33,51	33,21	33,93	32,91	28,82	25,97	18,93	19,30	16,09	17,07	17,14	15,90	12,79	14,29
54	27,31	38,81	43,54	27,46	27,73	24,27	28,95	27,83	26,67	28,23	28,71	34,27	24,60	25,99	27,11	23,54	26,82
55	15,57	5,94	3,80	15,23	16,27	20,85	17,11	20,60	17,72	14,92	22,14	16,57	23,54	23,20	20,78	26,44	24,08
56	2,80	11,01	12,55	5,07	6,36	4,31	8,78	8,78	7,56	14,57	8,84	13,16	8,33	9,87	10,60	10,71	13,17
57	4,66	0,00	0,00	4,88	4,32	7,10	1,96	3,39	5,57	2,67	8,25	4,10	9,73	5,73	4,08	6,62	3,69
58	1,34	3,39	2,42	0,87	0,80	0,07	3,39	3,51	2,14	3,32	0,00	0,00	0,50	3,91	4,88	3,49	6,85
59	0,00	0,46	2,22	1,97	2,38	2,69	0,67	1,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,64	0,00
60	0,00	1,81	0,00	0,00	0,42	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,80	0,00	1,78	0,00	0,00
61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,65	2,30	0,17	0,00	0,39	0,00	0,00
62	3,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,70	0,00	0,00	0,00	0,00	3,02	0,00	0,00	3,53
63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,21	0,00
Среднее значение	54,01	54,64	54,56	54,20	54,31	54,59	54,54	54,54	54,19	54,47	54,41	54,12	54,72	54,46	54,53	54,76	54,84

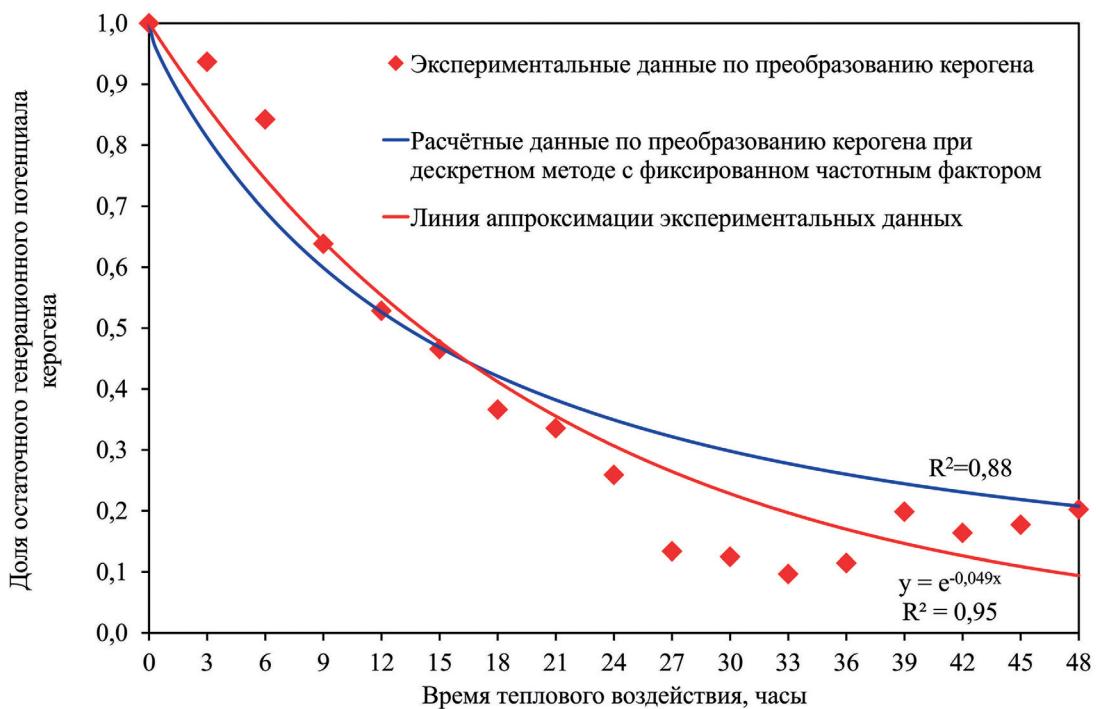


Рис. 4. Изменение генерационного потенциала керогена при изотермальном прогреве в 350 °C, и сопоставление с расчетными значениями

ния пиролитических параметров, что характерны и для природных образцов. При этом реализация генерационного потенциала керогена со временем начинает замедляться. В данном эксперименте после 27 часа было реализовано примерно 70% от исходного генерационного потенциала керогена. За оставшееся время было реализовано дополнительно 10% от исходного значения. При этом полученные кинетические спектры показывают смещение энергии связи в более энергоемкую сторону, с чем, по всей видимости, и связано замедление скорости реализации потенциала керогена. Аппроксимация полученных результатов описывается кинетическими уравнениями первого порядка (рис. 4).

Для сопоставления теоретических представлений об изменении органического вещества с экспериментальными в программе KINETICS2015 (GeoIsoChem Corporation) была построена кривая реализации органического вещества исходя из экспериментально полученного кинетического спектра для исходного образца. Сравнивая теоретическую и экспериментальную кривые, можно отметить, что расчетные данные дают сравнимые значения с экспериментальными, коэффициент детерминации составил $R^2 = 0,88$. При этом стоит отметить, что на графике присутствует ряд значений, отличающихся от полученных кривых аппроксимации. Как говорилось выше, эти отличия косвенно свидетельствуют о наличии разного по природе органического вещества в интервале, охарактеризованном образцом, и неоднородном их распределении в объеме породы. Так, образцы, которые содержат более инертное органическое вещество преобразовываются медленнее, что, например, наблюдается для кусков, отобранных

после 3 и 6 часов воздействия. При этом более реакционноспособное вещество преобразуется быстрее, что фиксируется в образцах, отобранных в интервале эксперимента на 27–36 часах.

Как было сказано ранее, изменение пиролитических параметров характеризует реализацию генерационного потенциала керогена. При этом выделяются углеводородные соединения за счет разрыва химических связей внутри керогена. Для оценки доли выхода углеводородов в зависимости от прилагаемой энергии на каждой стадии эксперимента были рассчитаны значения распределения выхода углеводородных соединений для пород разной зрелости по энергиям активации согласно методике, описанной в литературе [Pepper, Corvi, 1995]. Для этого были вычислены значения константы скорости химической реакции для каждой энергии активации при температуре 350 °C по уравнению Аррениуса. После чего было установлено, как будет уменьшаться величина выхода углеводородных соединений при соответствующих энергиях активации на каждом этапе прогрева из предположения, что такое преобразование описывается кинетическими уравнениями первого порядка. В качестве исходной величины были взяты данные распределения энергий активаций и водородного индекса для исходного образца. Дополнительно был посчитан коэффициент детерминации для сравнения экспериментальных и рассчитанных данных (табл. 3).

Полученные подобным образом данные показывают, что с увеличением степени зрелости происходит смещение максимума выхода углеводородных соединений со значений 53 ккал/моль в сторону больших значений, достигая 55 ккал/моль

Таблица 3

Расчетный выход УВ при разных энергиях активации при фиксированном частотном факторе $1 \cdot 10^{14} \text{ с}^{-1}$

Время прогрева, часы	0	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	33	36	39	42	45	48
ккал/моль	Выход УВ, мг УВ/г ТОС																
44	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
45	0,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
46	2,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
47	2,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
48	4,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
49	3,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
50	3,23	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
52	51,69	27,72	14,86	7,97	4,27	2,29	1,23	0,66	0,35	0,19	0,10	0,05	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
53	234,74	177,79	134,66	101,99	77,25	58,51	44,31	33,56	25,42	19,25	14,58	11,04	8,37	6,34	4,80	3,63	2,75
54	183,80	162,38	143,45	126,74	111,97	98,92	87,39	77,21	68,21	60,26	53,24	47,03	41,55	36,71	32,43	28,65	25,31
55	104,79	99,15	93,82	88,78	84,01	79,49	75,22	71,18	67,35	63,73	60,30	57,06	54,00	51,09	48,35	45,75	43,29
56	18,84	18,39	17,94	17,50	17,08	16,66	16,25	15,86	15,47	15,10	14,73	14,37	14,02	13,68	13,35	13,02	12,70
57	31,36	31,02	30,68	30,35	30,01	29,69	29,36	29,04	28,72	28,41	28,10	27,79	27,49	27,19	26,89	26,60	26,31
58	9,02	8,97	8,93	8,89	8,84	8,80	8,76	8,71	8,67	8,63	8,59	8,55	8,50	8,46	8,42	8,38	8,34
59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
62	21,74	21,73	21,73	21,73	21,72	21,72	21,71	21,71	21,70	21,70	21,70	21,69	21,69	21,68	21,68	21,67	21,67
63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣHI , мг УВ/г ТОС	673,07	547,30	466,09	403,94	355,15	316,07	284,24	257,93	235,91	217,27	201,34	187,59	175,64	165,17	155,92	147,71	140,38
R^2	1,00	0,79	0,69	0,81	0,72	0,68	0,62	0,62	0,63	0,56	0,73	0,55	0,68	0,62	0,50	0,59	0,49

(рис. 5). Коэффициент детерминации для разных этапов варьирует от 0,49 до 0,81. Исходя из таких существенных отклонений можно утверждать, что теоретические представления о выходе углеводородных соединений не полностью соответствуют экспериментальным данным. Это может объясняться несколькими причинами. Во-первых, такие различия могут являться результатом установленной неоднородности органического вещества. Углепетрографические исследования для исходного об-

разца показали наличие разных мацералов. По всей видимости, данные мацералы в зависимости от своего строения будут преобразовываться по-разному. Часть из них будет вырабатывать свой генерационный потенциал быстрее, часть медленнее, что было показано в работе [Марунова и др., 2021]. От того, какое количество разного органического вещества попало в выбранный образец, зависят отличия как пиролитических параметров, так и кинетических спектров преобразования керогена.

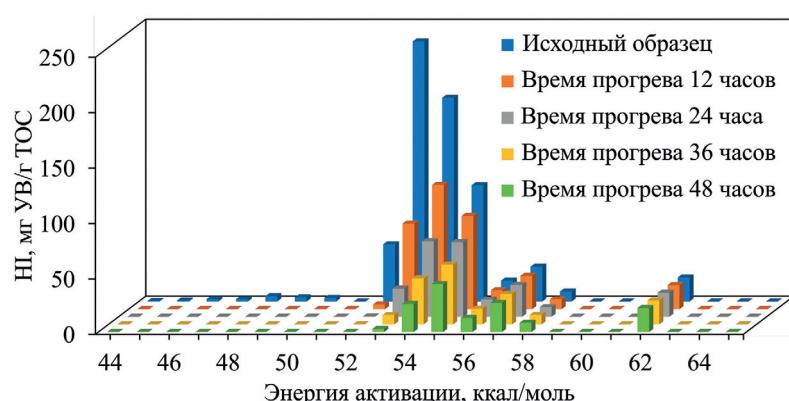


Рис. 5. Изменение кинетических спектров энергии деструкции керогена при фиксированном частотном факторе в зависимости от времени прогрева согласно теоретическому моделированию

Второй возможной причиной отличающихся результатов может быть изменение структуры керогена в ходе эксперимента по гидропиролизу. В ряде работ по искусственноому преобразованию органического вещества было отмечено, что подобный подход может приводить к переходу части ароматических колец в керогене в конденсированную полиароматическую структуру [Бурдельная, 2017]. Можно предположить, что усложнение структуры приводит к более медленному выходу углеводородных соединений за счет крекинга керогена. Каждый из указанных факторов может объяснить то, что рассчитанное изменение выхода углеводородных соединений отличается от экспериментального.

Скорее всего оба описанных фактора влияют одновременно, но в разной степени. В исследуемой породе баженовской сланцевой формации присутствует набор различающихся по углепетрографическим признакам мацералов. Попав в одинаковые пластовые условия, они, вероятнее всего, будут изменяться в разной степени, с разной скоростью и при разных энергиях. Это напрямую должно быть связано с разным строением молекул керогена. Стоит отметить, что распределение мацералов в прослое будет неравномерным. Высокие же температуры должны приводить к некоторому дополнительному изменению структуры мацералов в процессе преобразования. Однако в настоящее время исследований, посвященных зависимости, описанной в работе [Бурдельная, 2017], полимеризации от мацерального состава керогена, фактически не проводилось.

Фактически, можно говорить, что в настоящее время теория преобразования органического вещества в породах предполагает единый усредненный мацеральный состав керогена. При этом встает вопрос о моделировании процесса в случаях, когда нефтематеринская порода содержит различные мацералы, а также при наличии потенциально катализирующих или ингибирующих процесс минералах. С определенной погрешностью подобные объекты можно рассчитать, используя кинетические параметры, полученные для смеси этого органического вещества. Однако при реальном геотермическом градиенте получится ситуация, когда часть мацералов преобразуется, и результаты, рассчитанные или экспериментально смоделированные для них, покажут повышенные значения катагенеза, когда более инертное вещество может только вступить в зону

нефтеобразования. При аномальном прогреве, например, в результате гидрофлюидной проработки пород, данная разница будет менее ощутима, так как при относительно высоких температурах гидротерм (более 250 °C) реализация генерационного потенциала возможна за часы или дни, что несоизмеримо с геологическими временами. Подобная проработка фиксируется для нефтематеринских пород Западной Сибири, например, [Латыпова и др., 2023]. Однако, в случае генерации углеводородных соединений исключительно в результате процесса погружения отложений, существующий подход к моделированию преобразования органического вещества требует существенной проработки и дополнения как минимум зависимости от мацерального состава керогена. Фактически, требуется получить кинетические спектры энергии деструкции каждого конкретного мацерала и проводить бассейновое моделирование с учетом их соотношения в формации.

Выводы. Проведенные эксперименты позволили установить, что за 48 часов теплового воздействия при температуре 350 °C в ходе многоступенчатого эксперимента по гидропиролизу получилось преобразовать в углеводородные соединения 134,9 мг УВ/г породы, что составляет 80% от исходного генерационного потенциала керогена. При этом увеличение степени зрелости органического вещества, согласно пиролитическим данным, происходит по тому же тренду, что и в случае естественных процессов в пласте. Водородный индекс уменьшился со значения 673 мг УВ/г ТОС до 213 мг УВ/г ТОС, а параметр T_{max} увеличился с 432 до 439 °C.

Значения энергий активаций, полученных при фиксированном частотном факторе $A = 1 \cdot 10^{14} \text{ с}^{-1}$, показывают, что максимальный выход углеводородных соединений смещается от 53 к 54 ккал/моль. Расчетные кинетические данные отличаются от экспериментальных, что, по всей видимости, связано с неравномерным распределением разных мацералов внутри породы, а также с неравномерным преобразованием керогена на молекулярном уровне. Фактически, рекомендуется установить долю различных мацералов в породе, выявить различия в их преобразовании с точки зрения количества энергии, необходимой для генерации нефти и газа, и при необходимости учитывать это при бассейновом моделировании и оценке перспектив той или иной территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурдельная Н.С. Моделирование химической структуры керогена и ее трансформации при катагенезе средневолжских и доманиковых углеродистых пород Восточно-Европейской платформы // Автореферат диссертации на соискание ученой степени д. г.-м. н. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2017. 36 с.
2. Бурдельная Н.С., Бушинев Д.А., Мокеев М.В. Изменения состава битумоида и химической структуры керогена при гидротермальном воздействии на породу // Геохимия. 2013. № 9. С. 819–819.
3. Бушинев Д.А., Бурдельная Н.С., Шанина Н.С. и др. Генерация углеводородных и гетероатомных соединений высокосернистым горючим сланцем в процессе водного пиролиза // Нефтехимия. 2004. Т. 44, № 6. С. 449–458.
4. Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А. и др. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.

5. Калмыков А.Г., Бычков А.Ю., Калмыков Г.А. и др. Генерационный потенциал керогена баженовской свиты и возможность его реализации // Георесурсы. 2017. Спецвып. Ч. 2. С. 165–172.
6. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 247 с.
7. Карапов Р.С., Гончаров И.В., Обласов Н.В. и др. Новый подход к кинетическим исследованиям органического вещества баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2020. № 3. С. 51–59.
8. Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.
9. Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г. и др. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 11. С. 2034–2043.
10. Конторович А.Э., Пономарева Е.В., Буриштейн Л.В. и др. Распределение органического вещества в породах баженовского горизонта (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 3. С. 357–371.
11. Латыпова М.Р., Прокобьев В.Ю., Балушкина Н.С. и др. Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы степени преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 2. С. 79–92.
12. Левкина В.В., Калмыков А.Г., Генарова Т.Н. и др. Сравнение потенциала вторичных и третичных методов воздействия на пласт для получения углеводородов из нефтематеринских пород, обладающих высоким нефтегенерационным потенциалом // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 4. С. 95–102.
13. Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Стадии преобразованности органического вещества пород тутлейской свиты в зависимости от его мацерального состава // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 86–97.
14. Пронина Н.В., Вайтхович А.П. Прямые признаки нефтеобразования в породах баженовской свиты // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 152–157.
15. Burnham A.K. Global Chemical Kinetics of Fossil Fuels // Springer International Publishing, 2017. 315 p.
16. Cumming V.M., Selby D., Lillis P.G., et al. Re-Os geochronology and Os isotope fingerprinting of petroleum sourced from a Type I lacustrine kerogen: Insights from the natural Green River petroleum system in the Uinta Basin and hydrous pyrolysis experiments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 138. P. 32–56.
17. Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Applied Petroleum Geochemistry. P.: Technip ed., 1993. P. 237–361.
18. Hao R., Huang W., Jiu B. Characteristics and the Model of Thermal Evolution and Gas Generation of Late Paleozoic Coal in the Qinshui Basin, Based on Hydrous Pyrolysis // ACS omega. 2021. Vol. 6, № 27. P. 17660–17673.
19. Kashi S., Saberi M.H., Hormozi F. Investigation of Hydrous Pyrolysis on Type-II Kerogen-bearing Source Rocks from Iran and its Application in Geochemical and Kinetic Analyses of Hydrocarbon Products // Acta Geologica Sinica-English Edition. 2021. Vol. 95, № 5. P. 1736–1745.
20. Le Doan T.V., Bostrom N.W., Burnham A.K., et al. Green River oil shale pyrolysis: Semi-open conditions // Energy & Fuels. 2013. Vol. 27, № 11. P. 6447–6459.
21. Leushina E., Mikhaylova P., Kozlova E., et al. The effect of organic matter maturity on kinetics and product distribution during kerogen thermal decomposition: the Bazhenov Formation case study // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2021. Vol. 204, № 108751. P. 1–11.
22. Lewan M. D. Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1985. Vol. 315, № 1531. P. 123–134.
23. Li R., Jin K., Lehrmann D.J. Hydrocarbon potential of Pennsylvanian coal in Bohai Gulf Basin, Eastern China, as revealed by hydrous pyrolysis // International journal of coal geology. 2008. Vol. 73, № 1. P. 88–97.
24. Ma Z., Tan J., Zheng L., et al. Evaluating gas generation and preservation of the Wufeng-Longmaxi Formation shale in southeastern Sichuan Basin, China: Implications from semi-closed hydrous pyrolysis // Marine and Petroleum Geology. 2021. Vol. 129. P. 105–102.
25. Pepper A.S., Corvi P.J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen // Marine and petroleum geology. 1995. Vol. 12, № 3. P. 291–319.
26. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. Cambridge university press, 2005. Vol. 1. 451 p.
27. Popov E., Kalmikov A., Cheremisin A., et al. Laboratory investigations of hydrous pyrolysis as ternary enhanced oil recovery method for Bazhenov formation // J. Petroleum Science and Engineering. 2017. Vol. 156. P. 852–857.
28. Ruble T.E., Lewan M.D., Philp R.P. New insights on the Green River petroleum system in the Uinta basin from hydrous pyrolysis experiments // AAPG bulletin. 2001. Vol. 85, № 8. P. 1333–1371.
29. Spigolon A.L.D., Lewan M.D., de Barros Penteado H.L., et al. Evaluation of the petroleum composition and quality with increasing thermal maturity as simulated by hydrous pyrolysis: A case study using a Brazilian source rock with Type I kerogen // Organic Geochemistry. 2015. Vol. 83. P. 27–53.
30. Tang X., Zhang J., Jin Z., et al. Experimental investigation of thermal maturation on shale reservoir properties from hydrous pyrolysis of Chang 7 shale, Ordos Basin // Marine and Petroleum Geology. 2015. Vol. 64. P. 165–172.
31. Waples D. W. Petroleum generation kinetics: Single versus multiple heating-ramp open-system pyrolysis: Discussion // AAPG Bulletin. 2016. Vol. 100, № 4. P. 683–689.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

УДК 551.345
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-105-116

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПРИ ВОЗМОЖНОМ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОТТАИВАНИИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ К СЕРЕДИНЕ ХХI ВЕКА

**Арина Андреевна Фалалеева¹✉, Яков Юрьевич Шелков²,
Виктор Григорьевич Чеверев³, Анатолий Викторович Брушков⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; falaleeva@geol.msu.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; s1h9e9l4kov@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; cheverev44@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; brouchkov@geol.msu.ru

Аннотация. Рассмотрены изменения несущей способности мерзлых грунтов при различных сценариях потепления в Арктической зоне Российской Федерации (АЗРФ) к 2050 г. Деформации и разрушения зданий и инженерных сооружений в АЗРФ будут развиваться постепенно. Учитывая климатические сценарии (RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5) в совокупности на 1/3 территории АЗРФ произойдет снижение несущей способности более 15% к середине столетия, в зоне опасности находятся арктическое побережье Европейского Севера России, Ямала и Гыданского полуострова.

Ключевые слова: несущая способность мерзлых грунтов, глобальное изменение климата, прогноз изменения температуры грунтов, многолетнемерзлые грунты, оттаивание мерзлоты, Арктическая зона РФ

Для цитирования: Фалалеева А.А., Шелков Я.Ю., Чеверев В.Г., Брушков А.В. Оценка изменения несущей способности мерзлых грунтов при возможном изменении температуры и оттаивании вечной мерзлоты в арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 105–116.

DAMAGE ASSESSMENT FOR BEARING CAPACITY OF FROZEN GROUNDS DUE TO TEMPERATURES CHANGE AND PERMAFROST THAWING IN THE ARCTIC ZONE OF THE RUSSIAN FEDERATION BY THE MIDDLE OF THE 21ST CENTURY

Arina A. Falaleeva¹✉, Yakov Yu. Shelkov², Viktor G. Cheverev³, Anatoliy V. Brushkov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; falaleeva@geol.msu.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; s1h9e9l4kov@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; cheverev44@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; brouchkov@geol.msu.ru

Abstract. Changes in the bearing capacity of frozen soils under various scenarios of warming in the Arctic zone of the Russian Federation (AZRF) by 2050 are considered. Deformations and destruction of buildings and engineering structures in the Russian Arctic will develop gradually. Taking into account the climatic scenarios (RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5), in aggregate, 1/3 of the AZRF territory will experience a decrease in bearing capacity by more than 15% by the middle of the century; the Arctic coast of the European North of Russia, Yamal and the Gydan Peninsula are in the danger zone.

Keywords: bearing capacity of frozen grounds, global climate change, forecast ground temperature, frozen grounds, permafrost thawing, Arctic zone of the Russian Federation

For citation: Falaleeva A.A., Shelkov Ya.Yu., Cheverev V.G., Brushkov A.V. Damage assessment for bearing capacity of frozen grounds due to temperatures change and permafrost thawing in the arctic zone of the Russian Federation by the middle of the 21st century. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 105–116. (In Russ.).

Введение. Общая площадь криолитозоны Российской Федерации составляет около 65% территории, а добываемые в пределах Арктики полезные ископаемые составляют основную часть минерально-сырьевой базы страны. Мощность и строение криолитозоны имеют прямую зависимость от изменения климата, влияние которого проявляется прежде всего в повышении температуры многолет-

немерзлых пород и увеличении глубины сезонного протаивания.

Температура вечной мерзлоты повышается медленнее, чем температура воздуха в Арктике, однако освоение природных богатств, связанное с недропользованием, нарушает естественное состояние криолитозоны, усиливая воздействие меняющегося климата. В результате к концу века

может произойти пропаивание значительной части верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. При оттаивании мерзлых грунтов изменяются их физико-механические характеристики, что, в свою очередь, уменьшает несущую способность фундаментов, приводя к повреждению построенных на них сооружений. Многие здания и сооружения построены на свайных фундаментах, используя многолетнемерзлый грунт в качестве оснований, и рассчитаны на эксплуатацию в определенных температурных условиях. Рост температуры мерзлых грунтов и, следовательно, уменьшение их несущей способности, приводящее к повреждениям объектов инфраструктуры, представляют серьезную угрозу для экономики страны. Считается, что в результате оттаивания многолетнемерзлых грунтов пострадает около трети инфраструктуры в Российской Арктике [Hjort и др., 2018], а уже сейчас, например, для криолитозоны севера Западной Сибири наблюдается снижение несущей способности грунтов на 5–30% [Дроздов и др., 2018].

Потеря несущей способности грунтов оценивалась в работе [Streletsyi и др., 2019], где авторы выбирали сценарий максимального потепления климата, опираясь в качестве методологической базы на результаты, основанные на авторских геотехнических моделях [Streletsyi и др., 2012]. В работе [Порфириев и др., 2019] рассматривается три сценария изменения устойчивости дорожной инфраструктуры под влиянием пропаивания и деградации вечномерзлых грунтов в девяти регионах Российской Арктики вследствие изменения климата. Для оценки последствий климатических изменений в этих регионах до середины текущего века в качестве физико-географической базы также приняты оценки мерзлотных условий, выполненные по шести климатическим моделям, причем опорным был выбран самый негативный сценарий (RCP8.5) как наиболее соответствующий условиям Российской Арктики. В настоящей работе оценивались изменения несущей способности мерзлых грунтов при различных сценариях потепления в Арктической зоне Российской Федерации (АЗРФ) к 2050 г.

Сценарии изменения температур воздуха. Возможные среднегодовые температуры воздуха в муниципальных образованиях АЗРФ определялись на основе прогнозных данных Климатического центра Росгидромета «Изменение климата России в 21-м веке» и сценариев изменения климата RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 [IPCC, 2014]. При этом учитывался диапазон изменений среднегодовых температур воздуха по различным сценариям (табл. 1).

RCP (Representative Concentration Pathway) или вариант изменения концентрации углекислого газа — это возможный сценарий экологического будущего планеты. Рассматривается, как правило, несколько сценариев, при которых концентрация парниковых газов к 2100 г. достигнет 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5) и 936 ppm (RCP 8.5).

Сценарий RCP2.6 подразумевает, что пик выбросов парниковых газов приходится на 2010–2020 гг., после чего произойдет спад. В сценарии RCP4.5 считается, что пик выбросов произойдет около 2040 г. Сценарий RCP8.5 предполагает, что выбросы продолжат расти в течение столетия.

Прогноз изменения температуры мерзлых грунтов. Среднегодовая температура грунтов отличается от среднегодовой температуры воздуха на величину общей сдвиги, которая складывается из влияния радиационной поправки, снега, растительности, водного покрова, температурной сдвиги и влияния атмосферных осадков. Общая сдвиги оценивалась двумя способами — расчетным с учетом возможных изменений климатических параметров и по фактическим данным об общей сдвиге, наблюдаемой в районах АЗРФ. При расчетах использовались модифицированные уравнения, разработанные В.А. Кудрявцевым [Основы..., 2016] на основе представлений о периодически устанавлившимся температурном режиме грунтов.

Так, для расчета глубины сезонного оттаивания слоя ξ необходимы следующие параметры: среднегодовая температура на земной поверхности t_0 и среднегодовая температура на подошве слоя сезонного оттаивания t_ξ , физическая амплитуда годовых температурных колебаний A_0 на поверхности оттаивающих пород и средняя амплитуда годовых температурных колебаний A_{CP} , теплоемкость мерзлой (и талой) породы С и ее коэффициент теплопроводности λ , а также затраты тепла на фазовые переходы воды в породе при промерзании Q_Φ . Выражение для определения глубины сезонного оттаивания грунта, в частности, при $\lambda_t = \lambda_m$ за период T представляется в следующем виде:

$$\xi = \frac{2(A_0 - t_\xi)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{CP}C\xi_{2C} + \xi Q_\Phi)\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{CP}C\xi_{2C} + \xi Q_\Phi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{CP}C + Q_\Phi)}}{2A_{CP}C + Q_\Phi},$$

где

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_0 - t_\xi)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{CP}C + Q_\Phi}.$$

По методике, изложенной в [Основы..., 2016], исходя из температуры воздуха t_B , определяются сдвиги [поправки] на температурный режим поверхности за счет радиационного баланса, которую мы считаем незначительной в подпольях зданий, влияние снежного покрова Δt_{CH} , а также растительного покрова Δt_{PACT} . После расчета указанных поправок определяется температурный режим поверхности почвы как:

$$t_0 = t_B + \Delta t_R + \Delta t_{CH} \pm \Delta t_{PACT}.$$

Таблица 1

Изменение среднегодовых температур воздуха на середину ХХI века по различным сценариям изменения климата для муниципальных образований АЗРФ

Муниципальное образование	Среднегодовая температура воздуха $t_{\text{в.ср.}}$, °C в настоящее время и в соответствии со сценариями потепления к 2050 г.			
	настоящее время	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 8.5
Абыйский район	-13,2	-10,8	-10,1	-9,3
Аллаиховский муниципальный район	-13,4	-11,0	-10,3	-9,5
Анабарский национальный (долгано-эвенкийский)	-14,1	-11,7	-11,0	-10,2
Анадырский муниципальный район	-7,9	-5,0	-4,5	-3,5
Билибинский муниципальный район	-12,7	-9,8	-9,3	-8,3
Булунский муниципальный район	-11,9	-9,5	-8,8	-8,0
Верхнеколымский улус (район)	-10,5	-8,1	-7,4	-6,6
Верхоянский район	-14,5	-12,1	-11,4	-10,6
Воркута	-5,4	-2,5	-1,9	-1,0
ГО Анадырь	-6,9	-4,0	-3,5	-2,5
ГО Певек (до 2016г. — Чаунский)	-6,9	-4,0	-3,5	-2,5
ГО Провиденский [до 2016г. — Провиденский]	-6,9	-4,0	-3,5	-2,5
ГО Эгвекинот (до 2016г. — Иультинский)	-6,9	-4,0	-3,5	-2,5
Город Губкинский	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Город Лабытнанги	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Город Муравленко	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Город Нарьян-Мар	-3,1	-0,2	0,4	1,3
Город Новый Уренгой	-5,4	-2,5	-1,9	-1,0
Город Норильск	-9,7	-7,0	-6,3	-5,4
Город Ноябрьск	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Город Салехард	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Жиганский национальный эвенкийский район	-11,1	-8,7	-8,0	-7,2
Заполярный район	-3,1	-0,2	0,4	1,3
Красноселькупский муниципальный район	-5,4	-2,5	-1,9	-1,0
Момский район	-13,2	-10,8	-10,1	-9,3
Надымский муниципальный район	-5,4	-2,5	-1,9	-1,0
Нижнеколымский муниципальный район	-13,4	-11,0	-10,3	-9,5
Новая Земля	-4,5	-0,4	0,3	1,5
Оленекский эвенкийский национальный район	-11,5	-9,1	-8,4	-7,6
Приуральский муниципальный район	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Пуровский муниципальный район	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Среднеколымский улус (район)	-13,4	-11,0	-10,3	-9,5
Тазовский муниципальный район	-5,4	-2,5	-1,9	-1,0
Таймырский Долгано-Ненецкий	-9,7	-7,0	-6,3	-5,4
Туруханский муниципальный район	-5,9	-3,2	-2,5	-1,6
Усть-Янский муниципальный район	-13,2	-10,8	-10,1	-9,3
Чукотский муниципальный район	-6,9	-4,0	-3,5	-2,5
Шурышкарский муниципальный район	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3
Эвено-Бытантайский национальный улус (район)	-14,5	-12,1	-11,4	-10,6
Ямальский муниципальный район	-5,7	-2,8	-2,2	-1,3

Предполагается, что на строительных площадках под зданиями снежный и растительный покров отсутствует, что является типичным случаем для большинства зданий, поэтому в расчетах влияние снега и растительности в некоторых вариантах не учитывалось.

При этом по характеристикам грунтов, растительных покровов и других факторов, влияющих на температурный режим, выбирался реалистичный диапазон их изменения, и расчеты выполнялись для крайних значений выбранных диапазонов изменения характеристик (табл. 2). Минимальные (рис. 1) и максимальные (рис. 2) среднегодовые температуры по муниципальным образованиям АЗРФ проиллюстрированы на картах, составленных на основе данных Геокриологической карты СССР (1991), а также результаты расчетов прогнозной температуры пород при сценарии RCP 4.5 (рис. 3). Важно заметить, что далеко не для всех муниципальных образований характерны одинаковые среднегодовые температуры по всей протяженности. Наиболее отчетливо это видно на территориях, находящихся к западу от долины реки Лены. Но, учитывая, что характеристика температур дается единая для всего муниципального образования, нами было принято показывать на картах именно те температуры, которые характерны для освоенных человеком областей.

Оценка изменения несущей способности грунтов. Большинство зданий и инженерных сооружений в АЗРФ построено по I принципу, т.е. с использованием грунтов основания в мерзлом состоянии, сохраняемом в процессе строительства и в течение всего периода эксплуатации. Нагрузка от сооружения передается на грунты основания через боковую поверхность и нижний конец сваи. Удельные силы смерзания боковой поверхности сваи с заполнителем скважины меньше сопротивления мерзлого грунта нормальному давлению, но при многократном превышении площади рабочей части боковой поверхности сваи над площадью нижнего ее конца, суммарная нагрузка, передаваемая через нее на окружающие мерзлые грунты, как правило, значительно, по крайней мере, в несколько раз больше суммарной нагрузки, передаваемой через нижний конец сваи. В наших расчетах мы принимали, что несущая способность свайного фундамента в основном обеспечивается прочностью смерзания, не

учитывая прочность под нижним концом сваи, но стоит отметить, что рассматриваемая в данной работе зависимость изменения сопротивления сдвига грунтов по поверхности смерзания от температуры не во всех случаях является определяющей при расчете устойчивости инженерных сооружений на вечномерзлых грунтах.

При оценке несущей способности сваи предполагалось, что она должна соответствовать несущей способности, определенной в проекте. Затем проводились расчеты для возможных вариантов изменения температур грунтов. При этом учитываются заложенные в правилах допущения возможности повышения температур основания для песчаных и крупнообломочных грунтов на $0,5^{\circ}\text{C}$, а для глинистых 1°C без ущерба для несущей способности оснований. Передача на фундаменты проектных нагрузок допускается, как правило, при температуре грунтов в основании сооружения не выше установленных на эксплуатационный период расчетных значений. Величины несущей способности в настоящее время и при варианте прогноза сравнивались, и, если сокращение несущей способности в результате потепления грунтов основания составляет 15% и более, фундамент здания считается потерявшим несущую способность в соответствии с п. 7.2.1 СП 25.13330.2012. Расчет оснований фундаментов по несущей способности производится исходя из условия п. 7.2.1 СП 25.13330.2012:

$$F \leq F_u \gamma_n,$$

где F — расчетная нагрузка на основание; F_u — несущая способность основания, определяемая расчетом [7.2.2 СП 25.13330.2012]; γ_n — коэффициент надежности по ответственности сооружения, принимаемый в соответствии с требованиями СП 22.13330 в зависимости от вида и уровня ответственности сооружения. Расчетная температура грунтов T_e в соответствии с п. 7.2.6, определяется расчетом теплового взаимодействия сооружения с многолетнемерзлыми грунтами основания в периодически устанавлившемся тепловом режиме с учетом переменных в годовом периоде условий теплообмена на поверхности и других факторов. Значение Raf (прочности смерзания грунта с материалом сваи) принимались при средней (эквивалентной) температуре грунта T_e в соответствии с п. 7.2.7 СП 25.13330.2012.

Ввиду того, что под серединой сооружения температуры, как правило, выше, в расчет брались именно значения температур под серединой сооружения, и в этом случае коэффициент a_e по СП 25.13330.2012 оказывается близким к 0,5. Коэффициент k_1 теплового влияния сооружения изменяется в небольшом диапазоне и в среднем, по-видимому, может быть принят равным 0,5. Температура начала замерзания грунта, $T_{b\beta}^{\circ}\text{C}$, в целом находится в диапазоне от $-0,1$ до $-0,25^{\circ}\text{C}$ и незначительно влияет на результаты расчетов, поэтому мы принимали ее равной $-0,15^{\circ}\text{C}$.

Таблица 2

Диапазон максимальных и минимальных (max и min соответственно) теплофизических характеристик грунтов, принятых в расчетах

Q_{ϕ} min	Q_{ϕ} max	C_{vt} min	C_{vt} max	C_{vi} min	C_{vi} max	λ_t min	λ_t max	λ_i min	λ_i max
23244	40670	756	1046	697	930	1,1	1,3	1,2	1,7

Примечания: Q_{ϕ} (Вт·ч / m^3) — затраты тепла на фазовые переходы воды; объемная теплоемкость мерзлого — C_{vi} и талого — C_{vt} грунта (Вт·ч/ $\text{м}^3\cdot\text{K}$); теплопроводность мерзлого — λ_i и талого λ_t — грунта (Вт/ $\text{м}\cdot\text{K}$)

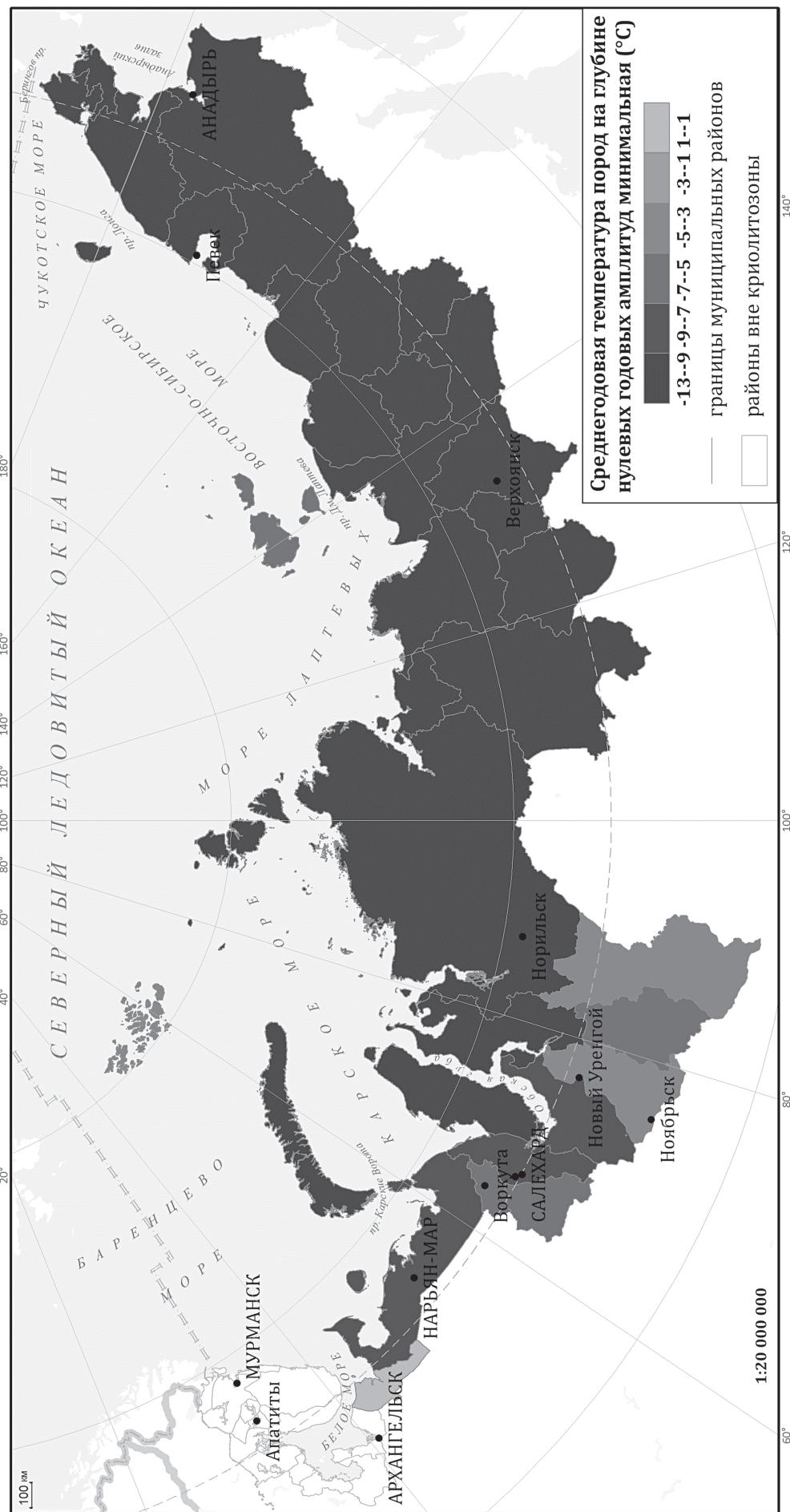


Рис. 1. Минимальные среднегодовые температуры горных пород на территории АЗРФ на основе данных [Геокриологическая карта СССР, 1991]

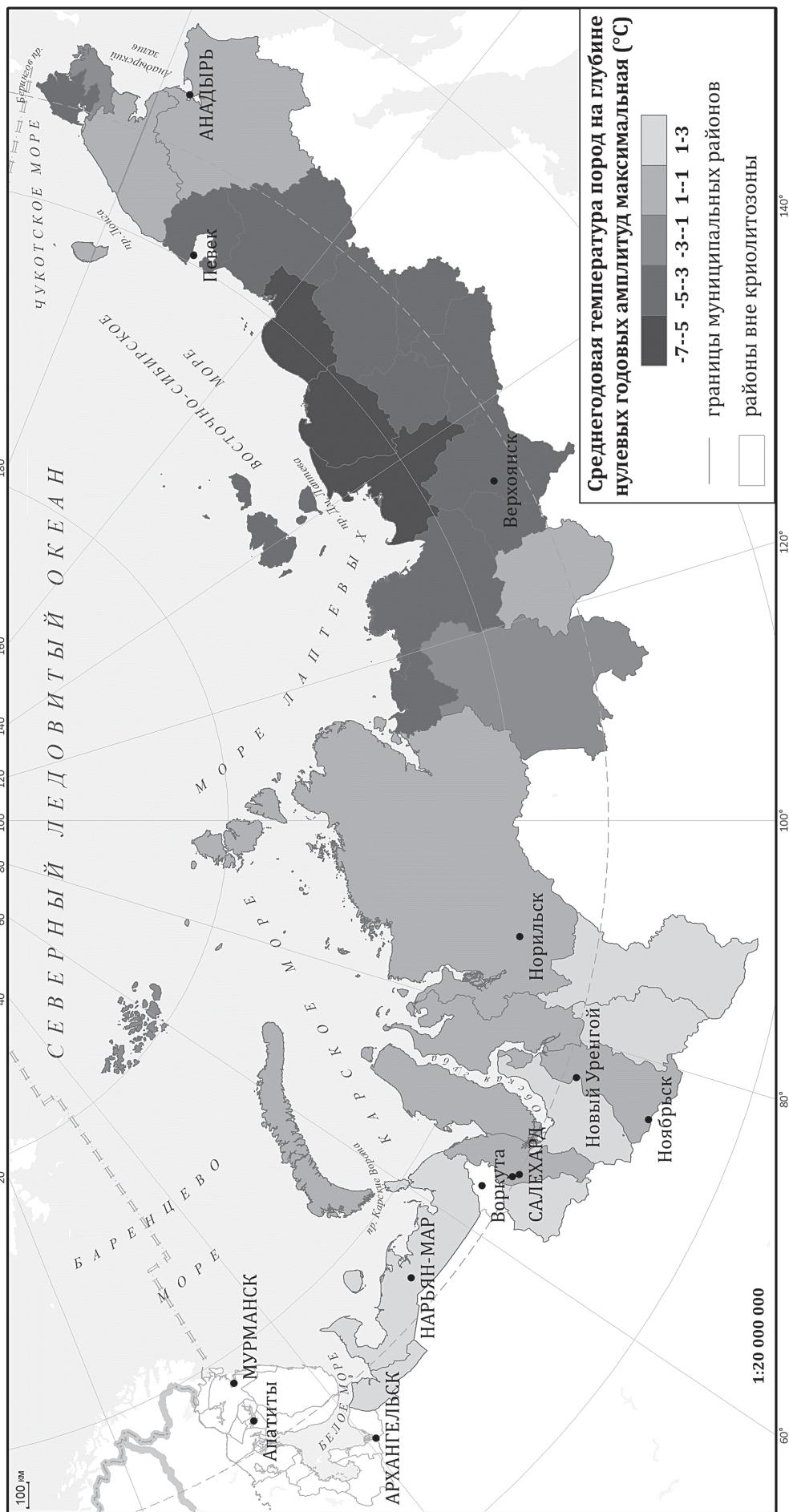


Рис. 2. Максимальные среднегодовые температуры горных пород на территории АЗРФ на основе данных Геокриологическая карта СССР, 1991

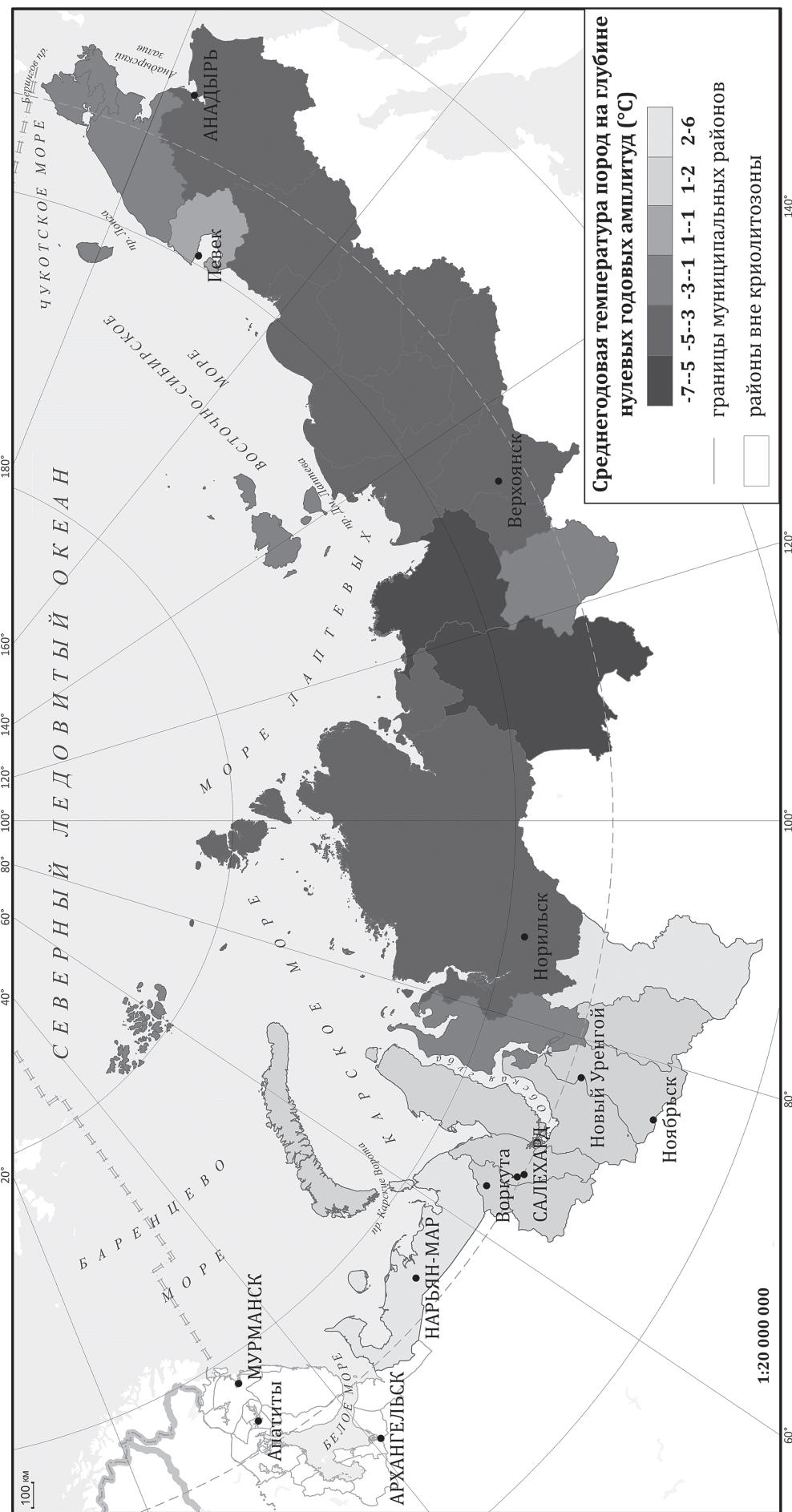


Рис. 3. Варианты расчета среднегодовой температуры грунтов на середину XXI в.

В первом варианте наших расчетов мы исходили из следующего. Нормативное значение среднегодовой температуры многолетнемерзлого грунта T_{0n} определялось по данным полевых измерений температуры грунтов на опытных площадках с естественными условиями. Допускается значение T_{0n} принимать равным температуре грунта на глубине 10 м от поверхности. При оценке изменений температур на различных территориях нами были использованы следующие фактические данные по литературным и фондовым источникам последних десятилетий: разность среднегодовых температур мерзлых грунтов в естественных условиях и на территории застройки; разность среднегодовых температур воздуха и мерзлых грунтов на застройки в прошлом и в настоящее время, а также расчеты среднегодовых температур мерзлых грунтов в соответствии с методикой, изложенной в [Основы..., 2016].

В другом варианте расчетов температура в основании сооружения определялась по СП 25.13330.2012. Таким образом, наибольшие и наи-

меньшие изменения температур грунтов будут определяться сочетаниями грунтовых условий и изменениями глубин протаивания вместе с климатическими изменениями. Изменение мощности и плотности снега в связи с изменением климата в этом варианте расчета не учитывались, поскольку, снежный покров в подполье, как правило, не формируется (табл. 3).

Результаты расчетов изменения несущей способности мерзлых грунтов на середину XXI в. по различным сценариям изменения климата для муниципальных образований АЗРФ представлены в табл. 4, где показана минимальная оценка, так как, прогнозируемое максимальное снижение несущей способности составило 100% для всех муниципальных образований АЗРФ.

По СП 25.13330.2012 расчетные давления на мерзлые грунты R , расчетные сопротивления мерзлых грунтов и грунтовых растворов сдвига по поверхностям смерзания фундаментов R_{af} следует определять опытным путем. Однако при отсутствии

Таблица 3

Варианты расчета среднегодовой температуры грунтов на середину XXI в.

№ варианта	Исходные температуры воздуха и пород	Оценка изменения температуры воздуха	Учет влияния снега и растительности (нарушенные или естественные условия)	Методика расчета/оценки температур грунтов	
1	По данным метеостанций соответствующих регионов по среднегодовым температурам воздуха	По сценариям изменения климата RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	Естественные условия. С учетом влияния снега и растительности	По расчетной методике В.А. Кудрявцева [Основы..., 2016]	
2		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			
3		По сценариям изменения климата RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	Нарушенные условия. Без учета влияния снега и растительности		
4		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			
5	По среднегодовым температурам пород по [Геокриологическая карта, 1991]	По трендам изменения температур воздуха по RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	Естественные условия. С учетом влияния снега и растительности	Приближенная оценка по наблюдающимся трендам [Второй доклад..., 2014] изменения температур воздуха и грунтов	
6		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			
7	По данным [Геокриологическая карта, 1991] с уточнениями по литературным и фондовым источникам	По трендам изменения температур воздуха по RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	Естественные и нарушенные (при наличии) условия. С учетом влияния снега и растительности (при наличии)		
8		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			
9	По данным метеостанций соответствующих регионов по среднегодовым температурам воздуха	По сценариям изменения климата RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5	Нарушенные условия. Без учета влияния снега и растительности	Приближенная оценка, исходя из условия, что температуры грунтов в подпольях зданий выше на 0,2–3 °C по сравнению с температурой воздуха	
10		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			
11		По сценариям изменения климата RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5			
12		По наблюдающимся трендам изменения температуры воздуха [Второй..., 2014]			

Таблица 4

Минимальное изменение несущей способности мерзлых грунтов на середину XXI века по различным сценариям изменения климата для муниципальных образований АЗРФ

Муниципальное образование	Минимальное снижение несущей способности ММГ,%		
	RCP 2,6	RCP 4,5	RCP 8,5
Абыйский район	-2	-3	-5
Аллаиховский муниципальный район	-3	-4	-5
Анабарский национальный район	-2	-3	-4
Анадырский муниципальный район	-4	-5	-7
Билибинский муниципальный район	-4	-5	-7
Булунский муниципальный район	-2	-2	-3
Верхнеколымский район	-2	-3	-4
Верхоянский район	-2	-3	-5
Воркута	-8	-12	-100
ГО Анадырь	-5	-6	-10
ГО Певек [до 2016г. — Чаунский]	-5	-6	-10
ГО Провиденский [до 2016г. — Провиденский]	-5	-6	-10
ГО Этвекинот [до 2016г. — Иультинский]	-5	-6	-10
Город Губкинский	-9	-14	-100
Город Лабытнанги	-9	-14	-100
Город Муравленко	-9	-14	-100
Город Нарьян-Мар	-100	-100	-100
Город Новый Уренгой	-7	-11	-100
Город Норильск	-3	-4	-6
Город Ноябрьск	-9	-14	-100
Город Салехард	-9	-14	-100
Жиганский национальный эвенкийский район	-4	-6	-8
Заполярный район	-100	-100	-100
Красноселькупский муниципальный район	-7	-11	-100
Момский район	-2	-3	-5
Надымский муниципальный район	-9	-13	-100
Нижнеколымский муниципальный район	-3	-4	-5
Новая Земля	-12	-100	-100
Оленекский эвенкийский национальный район	-2	-3	-4
Приуральский муниципальный район	-9	-14	-100
Пуровский муниципальный район	-9	-14	-100
Среднеколымский район	-3	-4	-5
Тазовский муниципальный район	-4	-6	-8
Таймырский Долгано-Ненецкий	-3	-4	-6
Туруханский муниципальный район	-100	-100	-100
Усть-Янский муниципальный район	-3	-4	-5
Чукотский муниципальный район	-5	-6	-10
Шурышкарский муниципальный район	-9	-14	-100
Эвено-Бытантайский национальный район	-2	-3	-5
Ямальский муниципальный район	-9	-14	-100

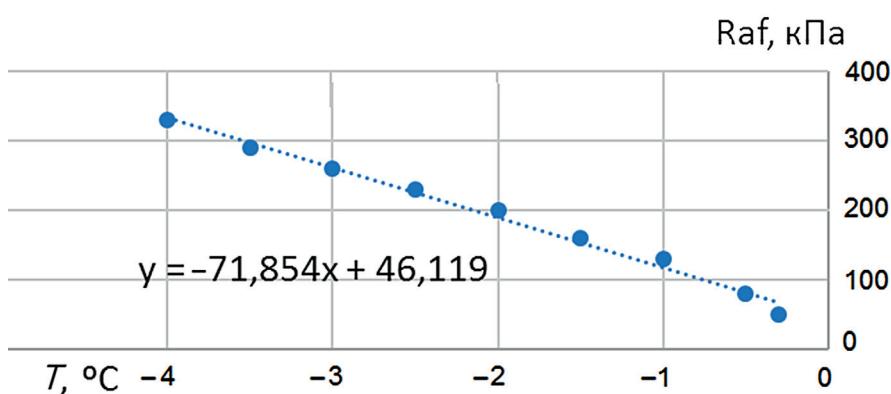


Рис. 4. Расчетные сопротивления сдвигу [Raf] по поверхности смерзания незасоленного глинистого грунта с материалом фундамента по СП 25.13330.2012

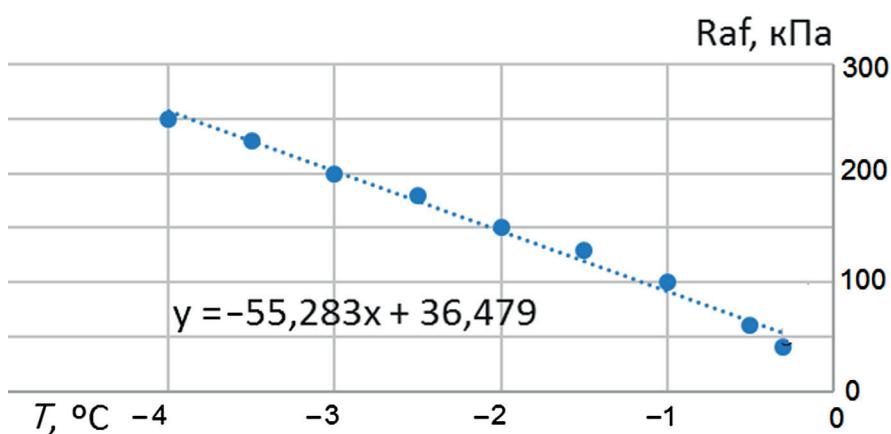


Рис. 5. Расчетные сопротивления сдвигу [Raf] по поверхности смерзания незасоленного песчаного грунта с материалом фундамента по СП 25.13330.2012

опытных данных допускается принимать значения R и R_{af} по таблицам В.1-В.11 СП 25.13330.2012. Как свидетельствует практика проектирования, так поступают достаточно часто, больше доверяя таблицам СП 25.13330.2012, чем лабораторным или полевым испытаниям грунтов, или сравнивая эти значения и выбирая наименее благоприятный вариант. Расчетные сопротивления мерзлых грунтов и грунтовых растворов сдвигу по поверхностям смерзания с фундаментом принимаются по таблице В.3, для мерзлых засоленных грунтов с континентальным типом засоления — по таблице В.6, для мерзлых грунтов с морским типом засоления — по таблице В.9. Таблицы были преобразованы в графики, по которым были определены уравнения аппроксимации в диапазоне температур $0\text{--}-4^{\circ}\text{C}$, как наиболее характерном в практике строительства в АЗРФ (рис. 4; 5).

Обсуждение результатов. Если изменение несущей способности фундамента для выделенного района находилось в пределах 15%, считалось, что устойчивость зданий и сооружений не пострадает. По результатам расчетов была составлена схема (рис. 6). Если рассчитывать температуры грунтов без учета влияния снега и растительности, что характерно для территорий застройки и проветриваемых подпольй зданий, изменения являются максимальными. Следует иметь в виду, что деформации и разрушения зданий и инженерных сооружений в АЗРФ будут развиваться постепенно, и, вероятно, несколько отставать от изменений температурного режима грунтов. Кроме того, большие территории криоли-

тозоны, не входящие в АЗРФ, так же подвергаются риску изменения температур грунтов, и возможно, процессы изменения климата будут сопровождаться еще большими деформациями и разрушениями. Это касается таких областей как Забайкалье, Центральная Якутия, Магаданская область и другие. Их также следует рассматривать в будущем и включить в систему будущего мониторинга криолитозоны.

В целом результаты оценки изменения температуры грунтов и, как следствие, изменение несущей способности фундаментов зданий заметно пессимистичнее, чем результаты работы [Streletsksiy и др., 2019]. По оценке [Romanovsky, Osterkamp, 1997] температура вечной мерзлоты на глубине нулевых годовых колебаний увеличилась на $0,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ за последние десятилетия в целом по криолитозоне России, а по данным [Павлов, Малкова, 2009] диапазон изменений температуры грунтов для Севера России составляет до $0,05^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Л.Н. Хрусталев [Khrustalev, 2000] установил, что если величина несущей способности грунтов основания здания или сооружения уменьшится на 64–95%, то такое здание потенциально будет подвержено деформациям и разрушению, и далее, рассчитав несущую способность типичных фундаментов в г. Якутске и пришел к выводу, что увеличение среднегодовой температуры воздуха на $1,5^{\circ}\text{C}$ может привести к разрушению практически всех фундаментов в этом городе.

Выводы. Таким образом, расчеты, проведенные с использованием различных долгосрочных прогнозов изменения климата по сценариям RCP2.6,

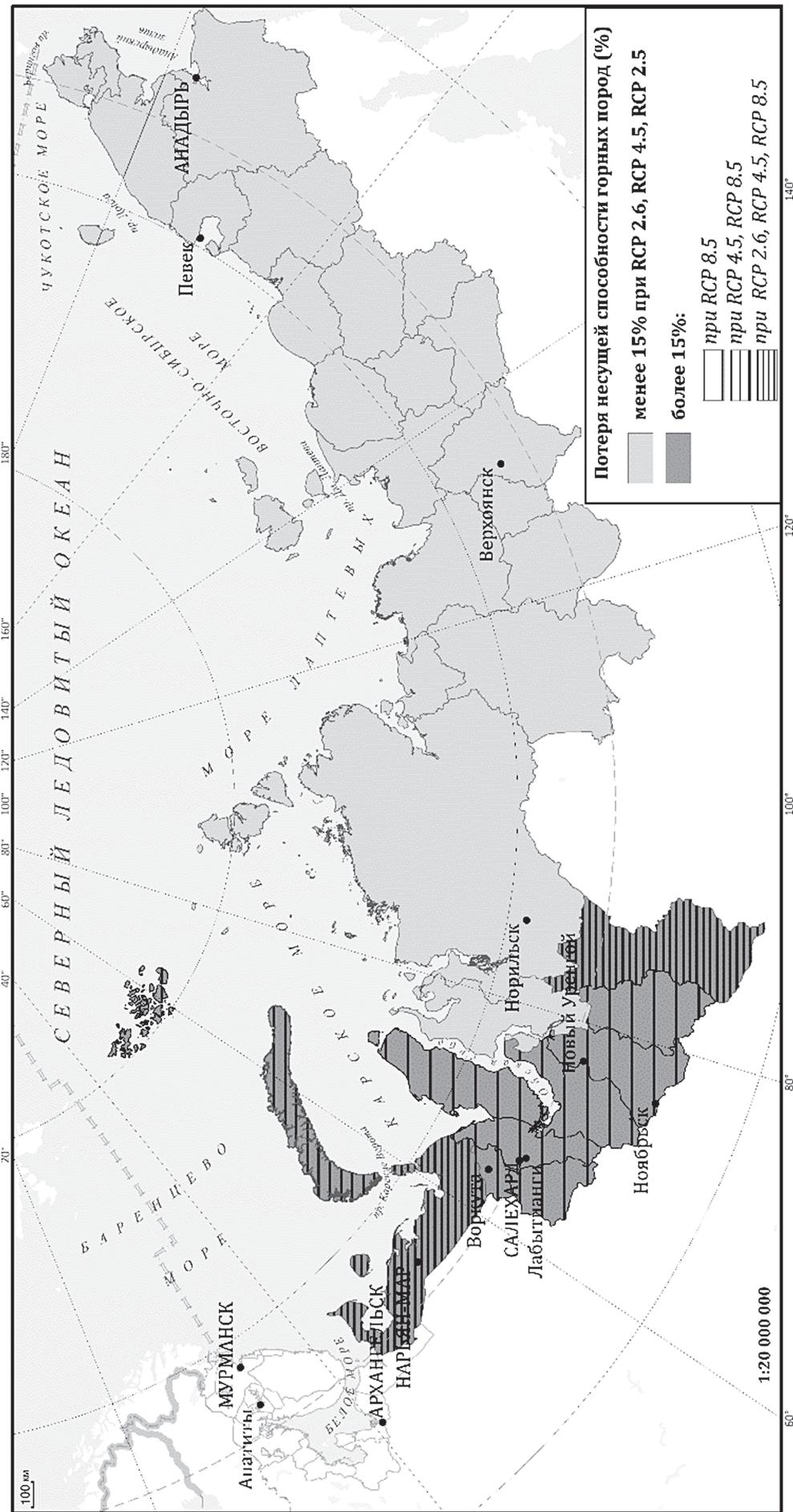


Рис. 6. Снижение несущей способности горных пород на территории АЗРФ к середине XXI века при различных климатических сценариях

RCP4.5, RCP8.5, а также трендам изменения температуры воздуха, показывают, что к середине столетия площадь распространения вечной мерзлоты серьезно сократится. Повсеместно увеличится глубина сезонного оттаивания и возникнет опасность формирования высокотемпературных мерзлых грунтов в АЗРФ. Таяние вечной мерзлоты будет сопровождаться снижением несущей способности мерзлых грунтов, подобные изменения грозят увеличением вероятных деформаций и разрушений различных сооружений.

Предполагается значительное снижение несущей способности грунтов оснований зданий и сооружений в муниципальных образованиях АЗРФ, которое прогнозируется в диапазоне от 2 до 100% к середине XXI столетия. Если тенденция изменения климата сохранится, а именно на это

указывают современные прогнозы, опасные последствия деградации многолетнемерзлых грунтов будут неизбежны. Нельзя считать приоритетным какой-либо из рассмотренных вариантов: и максимальные и минимальные снижения несущей способности получены для крайних значений теплофизических характеристик грунтов, и, ввиду разнообразия природных условий и степени нарушения территории, предварительной оценкой будут являться скорее промежуточные варианты.

Значительные предполагаемые снижения несущей способности свидетельствуют о необходимости разработки и применения новых технических решений по управлению температурным режимом грунтов оснований, способных компенсировать отрицательное воздействие потепления для существующих, строящихся и проектируемых сооружений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Г.В. Алексеев и др. М.: Росгидромет, 2014. 1007 с.
2. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / Мингео СССР, Гидроспецгеология, МГУ / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: ГУГК, 1991. 16 с.
3. Дроздов Д.С., Малкова Г.В., Романовский В.Е. и др. Цифровые карты криолитозоны и оценка современных тенденций изменений в криосфере // Холодок! 2018. Т. 16. С. 7.
4. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / В.А. Кудрявцев, В.Г. Меламед, Л.С. Гарагуля Л.С., Булдович С.Н. и др. Ред. А.В. Брушков, Л.С. Гарагуля. М.: МГУ, 2016.
5. Павлов А.В., Малкова Г.В. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII, № 4. С. 32–39.
6. Порфириев Б.Н., Елисеев Д.О., Стрелецкий Д.А. Экономическая оценка последствий деградации вечной мерзлоты под влиянием изменений климата для устойчивости дорожной инфраструктуры в Российской Арктике // Вестник Российской академии наук. 2019. Т. 89, № 12. С. 1228–1239.
7. СП 25.13330.2012 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. М., 2012.
8. Khrustalev L.N. Allowance for climate change in designing foundations on permafrost grounds // Intern. Workshop on Permafrost Engineering, Longyearbyen, Tapir Publ. Norway. 2000. P. 25–36.
9. Hjort J., Karjalainen O., Aalto J., et al. Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by mid-century. Nat Commun 9, 5147 [2018].
10. IPCC. Climate change 2014: Synthesis report. Fifth Assessment Report. Geneva: IPCC, 2014.
11. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 1997. Vol. 8. P. 1–22.
12. Streletskiy D.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. Permafrost, infrastructure and climate change: a GIS based landscape approach to geotechnical modeling // Arctic, Antarctic, Alpine Res. 2012. Vol. 44. P. 368–380.
13. Streletskiy D.A., Suter L., Shiklomanov N.I., et al. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost // Environ. Res. Lett. 2019. Vol. 14, № 025003. P. 1–15.

Статья поступила в редакцию 02.05.2023,
одобрена после рецензирования 12.06.2023,
принята к публикации 22.09.2023

ИСТОРИЯ НАУКИ

УДК 55(091); 55(092)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-117-128

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО БАССЕЙНА. ВЗГЛЯД ИЗ XXI ВЕКА

Дмитрий Дмитриевич Кожанов¹, **Мария Александровна Большакова²**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dmitriikozhanov@yandex.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-2641-918X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.bolshakova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0001-9240-291X>

Аннотация. В статье приведены данные об истории открытия месторождений нефти и газа в пределах центральной и северной частей Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. На основе опубликованной научной и фондовой литературы прослежена эволюция геологической мысли по вопросу выявления источников нефти. Особая роль отведена истории изучения геологического строения и нефтегазоносности рифейско-вендинского (докембрийского) комплекса. В работе указаны данные о научных школах прошлых лет и настоящего времени.

Ключевые слова: Волго-Урал, история геологии, Второе Баку, докембрий, нефтегазоносность, месторождения

Для цитирования: Кожанов Д.Д., Большакова М.А. Краткая история исследования нефтегазоносности Волго-Уральского бассейна. Взгляд из XXI века // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 5. С. 117–128.

A BRIEF HISTORY OF THE OIL AND GAS POTENTIAL OF THE VOLGA-URAL BASIN. A VIEW FROM THE 21ST CENTURY

Dmitriy D. Kozhanov¹, **Mariya A. Bolshakova²**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dmitriikozhanov@yandex.ru[✉]

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.bolshakova@oilmsu.ru

Abstract. The article presents data on the history of the discovery of oil and gas deposits within the central and northern parts of the Volga-Ural oil and gas basin. On the basis of published scientific and stock literature, the evolution of geological thought on the issue of identifying oil sources is traced. A special role is assigned to the history of studying the geological structure and oil and gas potential of the Riphean-Vendian (Precambrian) complex. The work contains data on scientific schools of the past and present.

Keywords: Volga-Ural, history of geology, Second Baku, Precambrian, oil and gas potential, deposits

For citation: Kozhanov D.D., Bolshakova M.A. A brief history of the oil and gas potential of the Volga-Ural basin. A View from the 21st Century. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 5: 117–128. (In Russ.).

Введение. Изучение вопроса нефтегазоносности Волго-Уральского бассейна (ВУ НГБ) привлекает исследователей вот уже более 260 лет. Интересно, что начиная с первых упоминаний о выходах нефти на поверхность, в трудах таких знаменитых исследователей, как И.М. Губкин и А.Д. Архангельский, во времена открытия крупных месторождений советскими учеными и в наше время, геологи-нефтяники не оставляли попыток выявить источники нефти и газа в осадочных отложениях бассейна. Их взгляды за столь продолжительный промежуток времени неоднократно менялись — рождались различные теории, появлялись новые факты. В настоящее время данные, полученные предыдущими исследователями, все чаще подвергаются переоценке и переинтерпретации, что позволяет по-новому взглянуть на выявление источников нефти и газа в бассейне.

XVIII–XIX в. Первые «следы» волго-уральской нефти. Первые задокументированные свидетельства о нефтепроявлениях на территории Волго-Уральского региона датируются 1760 г. (рис. 1) и приведены в работе доктора Г. Готлиба. В своих трудах он описывает «нефтяной ключ» в районе Серноводска (Самарская область) [Гришин, 1939]. Позже, в 1768–1769 гг. академик И.И. Лепехин подтвердил и описал найденные Г. Готлибом нефтяные ключи, расположенные в районе р. Сок (левый приток Волги). В 1773 г. этот объект привлек внимание уже другого знаменитого русского путешественника П.С. Палласа, который в то время заинтересовался выходами серы и нефти [Губкин, 1940]. К сожалению, исследования этих проявлений продолжились лишь в XIX в.

Сведения о горючих сланцах Европейской части России впервые приводятся в трудах Борноволокова

Третия Степановича под названием «Записки о Доманите» (1809–1812). В них сохранились упоминания о «горном масле и каменном угле», находящихся в Вологодской губернии в Яренском округе при реках Выме и Ухте. В 1841 г. первые рассуждения об источнике нефти приводит видный геолог Р. Мурчисон (рис. 1), исследовавший в то время вместе с Д. Вернейлем и А.А. Кайзерлингом территорию западного склона Уральских гор. В труде, описывающем геологическое строение восточной окраины Восточно-Европейской платформы, он указывает на одновременное образование нефти, серы и вмещающих их горных пород. Причем накопление первых двух компонентов он связывает с минеральными источниками, сопровождавшими в пермское время проявления уральского палеовулканизма [Губкин, 1940].

Еще один из участников экспедиции А.А. Кайзерлинг в своей работе, опубликованной в 1846 г., как и Т.С. Борноволоков, применил для битуминозных пород наименование «доманик». Он пишет: «битуминозные сланцы доманика отличаются своим равномерным цветом, рыхлостью, содержанием битума/горной смолы...» [Литолого-стратиграфическое..., 1965(ф)].

Данные, полученные этими исследователями, легли в основу начавшейся в 1860-х годах на Поволжских землях разведки на нефть (рис. 1). Геологические изыскания в то время производили выдающиеся геологи Г.Д. Романовский, П.В. Еремеев, Г.П. Гельмерсон и др. [Отчет..., 1867(ф)]. Романовский в своей работе, опубликованной в Горном журнале [Нефть..., 1864], развивает рассуждения Р. Мурчисона. В вопросе образования нефти и серы он вновь отводит ведущую роль вулканизму, представляя, что в послекаменноугольное время нефть просачивалась через трещины в горных породах в водную толщу, а затем аккумулировалась в известняках и глинистых осадках [Губкин, 1940].

По-другому смотрит на этот вопрос П.В. Еремеев, который в своем отчете «О занятиях по розысказанию месторождений нефти в Казанской, Симбирской и Самарской губерниях» (1867) приводит детальное описание гудронных песчаников и нефтяных «ключиков». Среди прочего он полагал, что если удастся установить, что нефтенасыщенные песчаники представляют «только переходный резервуар, в котором, до времени, скапливается часть нефти, поднимающейся из более нижних горизонтов... из обширных ее скоплений в самых нижних слоях пермской или, может быть каменноугольной почвы, то взгляд на эти месторождения должен быть изменен коренным образом». Таким образом, П.В. Еремеев одним из первых предположил эпигенетичность изучаемых им битумов по отношению к вмещающей породе [Губкин, 1940].

Вторая половина XIX в. Первые попытки добычи нефти. В 1860-е годы в России предпринимаются первые активные попытки добычи нефти

с помощью скважин. В 1847–1848 гг. в с. Биби-Эйбат (Российская Империя) была пробурена первая в Мире нефтяная скважина глубиной 21 м. В Америке бурение нефтяных скважин началось лишь в 1959 г. (т.е. на 11 лет позже). В Поволжье эта работа была организована бугульминским помещиком Н. Малакиненко [Губкин, 1940]. Скважины были пробурены в Самарской губернии около деревни Камышлы на р. Сок, деревни Ярилкиной, в Нижне-Кармальской слободе и др. По глубине забоя скважины не достигали и 75 м (рис. 1).

В 1870-е годы геологоразведка продолжилась уже под руководством американского исследователя Шандорма. Им было пробурено шесть скважин. В одной из них, у дер. Шугурово (Татарстан) — заб. 354 м, отмечались газопроявления [Гришин, 1939; Губкин, 1940]. Позднее, после некоторого перерыва, в 1890-х годах было организовано акционерное общество Казан Ойл Филдс, добывавшее в то время жидкую нефть из казанских отложений Татарии [Гришин, 1939].

В 1889 г. А.А. Краснопольским [Краснопольский, 1889] при проведении десятиверстной геологической съемки в кавернозных кунгурских известняках р. Кама (в районе с. Хохловка) и в верхнедевонских известняках р. Косьва (у гор. Губахи) были обнаружены признаки нефтеносности в виде «смолистых включений и натеков» [Абрикосов, 1963]. Это открытие позволило в дальнейшем выделять северные территории Волго-Уральского бассейна в качестве перспективных на поиски нефти и газа.

Открытие крупных по запасам месторождений нефти и газа в районе г. Баку (Азербайджан) в конце XIX в. привело к некоторому спаду интереса к Поволжской нефти. Начиная с XX в. Апшеронский полуостров стал колыбелью промышленного нефтяного потенциала в Российской империи — на рубеже веков российская нефть составляла свыше 30% объема всей мировой нефтедобычи.

В 1911–1912 гг. в район р. Ухта (рис. 1) была направлена небольшая геологическая партия в составе геологов А. Нечаева и А. Замятиной [1913], их целью было выяснить особенности нефтеносности отложений северных земель Европейской части России [Губкин, 1940]. Далее, вплоть до 1919 г. никаких работ не проводилось.

1920–1940-е годы. Время великих открытий. В 1919–1921 гг. советскими геологами в районе дер. Сюкеево (Татарстан) было пробурено несколько скважин, начинается работа по изучению Ишимбайского района (рис. 1), возобновляется планомерная разведка [Губкин, 1940]. Однако, несмотря на то, что геологоразведочные работы долгое время проводились на территории Татарстана, Самары и Башкирии, первая нефть в Поволжье была получена в Прикамье.

Так, 30 марта 1929 г. при бурении скв. 20 («Бабушка» — рис. 1) в районе Верхнечусовских городков с глубины 328 м были подняты трещиноватые ар-

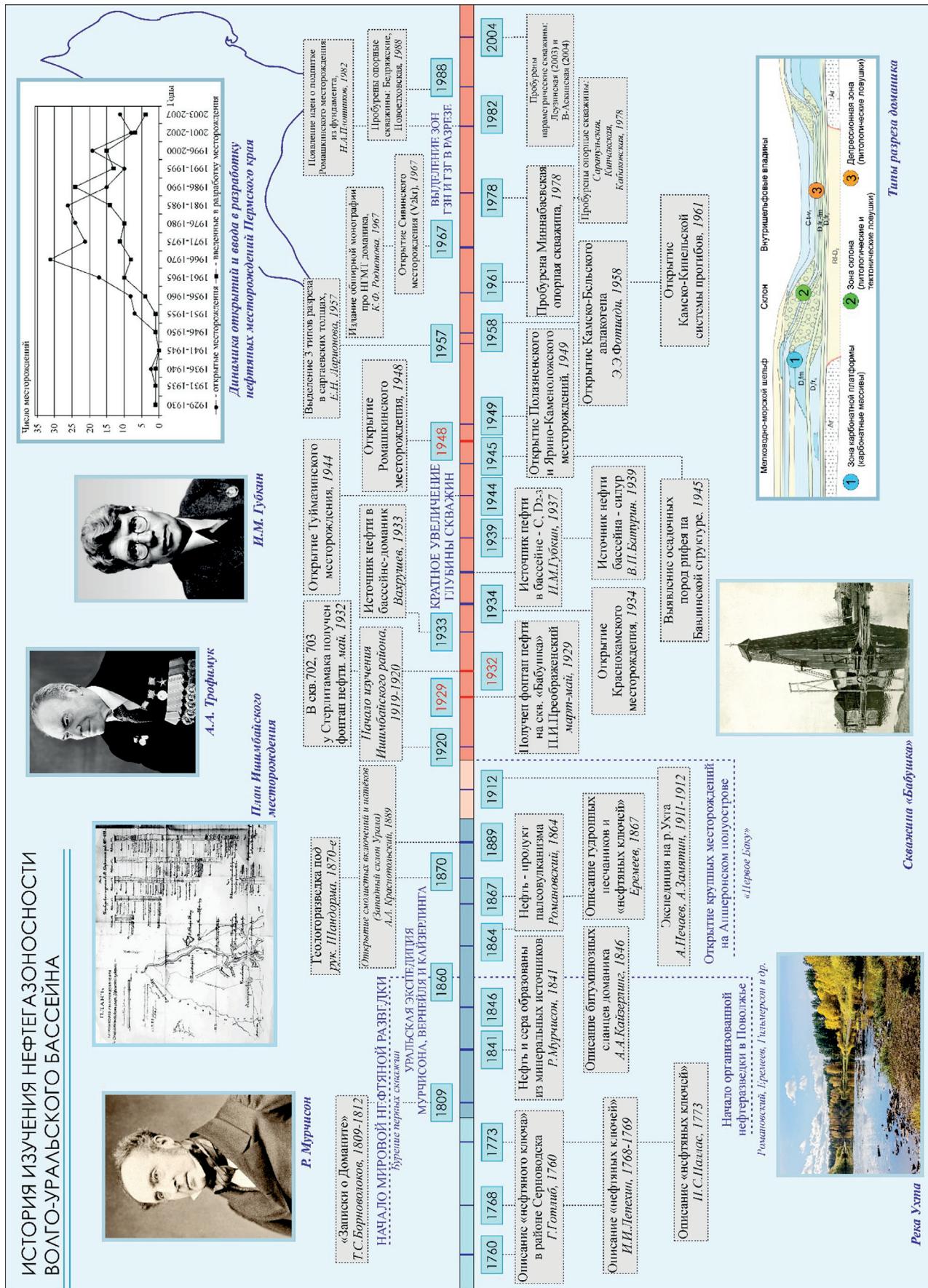


Рис. 1. Хронология основных событий в изучении нефтегазоносности северной и центральной областей Волго-Уральского бассейна

тинские известняки, заполненные жидкой нефтью. Спустя три месяца скважина дала фонтан нефти и дебит до 40 т в сутки [Гришин, 1939; Губкин, 1940; Абрикосов, 1963; Лядова и др., 2010]. Первооткрывателем месторождения, названного в последствии Верхнечусовским по праву считается профессор Пермского университета Павел Иванович Преображенский. Эта скважина, как пишет в своих трудах И.М. Губкин, «... положила начало развитию новой Урало-Волжской нефтеносной области» [Губкин, 1940].

С 1929 г. начинается развертывание активной разведки месторождений нефти. Особое внимание в то время уделялось выявлению структур, подобных «верхнечусовским», а также поиску девонских горючих сланцев по типу Ухтинских [Гришин, 1939]. Примечательно, что в этом же году академик А.Д. Архангельский впервые высказывает мнение о ведущей роли доманиковых пород в качестве нефтематеринских толщ (НМТ) для Волго-Уральской области [Закономерности..., 1986(ф)]. Несмотря на активизацию геологоразведочных работ, выполняемые исследования не приносили ожидаемого результата.

Отмечается [Левицкий, 1939; Губкин, 1940; Абрикосов, 1963], что поиски нефти с 1929 по 1934 г. были ошибочно направлены лишь на выявление рифовых структур, по типу верхнечусовских и ограничивались лишь изучением отложений артинского яруса. В это время были заложены скважины у городов Чердынь, Губаха, Кизел, Красноуфимск, Усолье, у ст. Шумково, ст. Левшино и у с. Усть-Кишерть, но никаких признаков промышленной нефтеносности установлено не было. Среди геологов-нефтяников все чаще начинают появляться ликвидаторские настроения. Как отмечает И.М. Губкин «тогда (в 1931 г.) раздались голоса, что-де не следует бурить на пустых структурах на «мертвую» уральскую нефть» [Губкин, 1940].

И может быть территорию Волго-Уральского региона так и оставили бы без внимания, если бы в дело не вмешался случай. В мае 1932 г. в районе Стерлитамака в двух скважинах (№ 702 и 703) на глубине около 700 м был получен фонтан нефти [Гришин, 1939; Левицкий, 1939; Губкин, 1940; Литолого-стратиграфическое..., 1965(ф)]. Позднее, в 1933 г. установлена промышленная нефтеносность Самарской Луки (возле Сызрани и в Яблоновом овраге [Губкин, 1940]), в 1934 г. нефть открыта в Краснокамске, в августе 1935 г. были запущены в эксплуатацию Восточный и Западный массивы Ишимбая [Левицкий, 1939], а в 1937 г. начали свою работу районы Бугуруслана и Туймазов [Литолого-стратиграфическая..., 1965(ф)]. На 1 января 1938 г. запасы нефти составляли 155 млн т [Носаль и др., 1939]. Разумеется, эти открытия вселили уверенность в перспективность проведения поисков и разведки месторождений нефти в районе Волго-Уральского

бассейна, названного в это время «Второе Баку» [Губкин, 1939].

Начиная с 1934 г., после открытия Краснокамского месторождения, геологи существенно изменили свой подход к выявлению новых потенциально нефтегазоносных структур. В качестве объектов выбираются не только рифовые постройки Предуральского краевого прогиба, но и антиклинальные структуры платформенной части Волго-Уральского бассейна [Абрикосов, 1963]. В это же время набирает обороты применение сейсмических методов разведки, которые закладываются в основу дальнейшего разведочного бурения [Левицкий, 1939].

В период с 1933 по 1939 г. геологами вновь поднимается вопрос выявления источника нефти. Высказывается мнение о превалирующей роли доманика в образовании нефти на территории Волго-Уральского бассейна [Вахрушев, 1933]. Однако, выявление признаков нефтегазоносности ниже отложений верхнего девона, заставляет исследователей пересмотреть свои взгляды в пользу более глубокопогруженных горизонтов. В 1939 г. В.П. Батурина высказывает мнение о том, что нефтематеринскими породами являются выделенные годом ранее [Носаль и др., 1939] кремнисто-битуминозные отложения верхнего силура западного склона Урала [Трофимук, 1950; Ованесов, 1962].

В 1935–1939 гг. выходят труды И.М. Губкина, где он уделяет особое внимание описанию условий залегания и образования месторождений нефти на территории Волго-Уральского бассейна. Основные постулаты были изложены им в его знаменитом труде «Учение о нефти» [1937]. Одним из результатов его многолетней работы стали выводы о приуроченности большинства залежей к локальным антиклинальным структурам, а также о вторичности поверхности нефте- и газопроявлений. По его мнению, последние являются следствием вертикальной миграции нефти из нефтематеринских отложений каменноугольного и девонского возраста [Закономерности..., 1977(ф)]. При этом стоит отметить, что в отличие от предыдущих исследователей, нефтеносность среднего девона связывалась им с нефтематеринскими толщами живетского яруса (D_2zv).

После смерти И.М. Губкина продолжается поиск новых площадей. Так, в 1939–1942 гг. в разведку вводятся Буранчинский, Кузминовский, Термен-Елгинский, Южносмоковский и Юрматинский участки, проводится разведка глубоких горизонтов платформенного Башкортостана (Ишимбаево, Шиханы) [Гришин, 1939], в пределах Бугуруслана начинается разработка газонефтяной залежи. В это же время прогнозируется перспективность Оханско-Ижевского направления, Осинской структуры, Глазовского вала — тех объектов, на которых позднее выявлена промышленная нефтегазоносность [Левицкий, 1939]. Производится оценка товарных свойств нефти. Отмечается, что добываемый флю-

ид отличается повышенным содержанием серы (до 5,4%) и парафина (до 3,5%) [Павлова и др., 1939].

В 1940-е годы глубина разведочных скважин кратно увеличивается, подход к изучению каменного материала становится все более осмысленным. В это время под фаунистически охарактеризованными отложениями среднего девона вскрываются мощные «немые» толщи осадочных горных пород. В 1945 г. в юго-восточной части Татарской АССР на Бавлинской структуре они были впервые отнесены к рифею и названы бавлинской свитой [Стратиграфическое..., 1972(ф); Литолого-фациальные..., 1977(ф)]. Позднее эти отложения были вскрыты многочисленными скважинами, что позволило установить их широкое распространение не только в западной Башкирии, но и в других областях [Стратиграфическое..., 1972(ф)]. Тогда же на площади Водный промысел, расположенной возле Яргского месторождения (Тимано-Печорский бассейн) из рифейских отложений были получены промышленные притоки газа [Ким, 2008]. Несмотря на это, интерес геологов был в основном прикован к палеозойским комплексам.

К началу 1941 г. на территории Волго-Уральского бассейна уже было выявлено 14 месторождений, промышленная нефтегазоносность которых была связана с отложениями пермского и каменноугольного возраста. В 1944 г. на Туймазинской площади были выявлены залежи в отложениях девона. В 1948 г. в терригенном комплексе среднего девона на Южно-Татарском своде было открыто уникальное Ромашкинское месторождение нефти (с геологическими запасами > 5 млрд т) [Абрикосов, 1963]. В 1949 г. в Пермской области в яснополянинских отложениях (C_1jp) были открыты Полазненское и Ярино-Каменоложское месторождения, ведущую роль в открытии новых месторождений сыграл профессор Пермского университета П.А. Софроницкий [Карасева и др., 2010]. Проведенные работы послужили продолжению геологоразведочных работ, как по площади, так и вглубь по разрезу [Абрикосов, 1963].

1950–1960-е годы. Становление «Второго Баку». В 1950-е годы начинается активная работа по восстановлению и укреплению промышленного потенциала территории Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. В результате проведенных геологоразведочных исследований были открыты такие месторождения как: Гожанско-Яринское (1954), Козубаевское (1955), Павловское, Быркинское, Гондыревское (1956), Шумовское, Березовское, Москудынское (1957), Каменоложское, Васильевское, Сылвинское (1958), Красноярское и Кухтымское (1959) [Абрикосов, 1963]. Все это послужило тому, что в 1955–1958 гг. Волго-Уральский бассейн занимал первое место по добыче нефти, обеспечивая 70% добычи в стране [Шаронов, 1971].

В начале 1950-х годов в связи с расширением геологоразведочных работ, вопрос выявления ис-

точников нефти на территории Волго-Уральского бассейна вновь обретает значимость. Подавляющее большинство геологов, продолжая идеи И.М. Губкина, связывают промышленную нефтегазоносность карбонатного девона с нефтематеринскими толщами терригенного девона. А.А. Трофимук [1950], в своем труде «Нефтегазоносность палеозоя Башкирии» пишет, что нефтематеринскими породами для карбонатных отложений карбона являются терригенные породы этого же возраста. При этом рядом ученых (З.Л. Маймин, Н.М. Страхов, К.Ф. Родионова, Э.С. Залманзон) высказывается мнение об отсутствии каких-либо нефтепроизводящих толщ в отложениях доманикового горизонта (D_3dm). В своих рассуждениях они приходят к выводу, что указанные толщи являются лишь «типичной битумообразующей толщей» [Литолого-стратиграфическое..., 1965(ф); Закономерности..., 1986(ф)].

Характеристика нефтематеринских свойств древних отложений при этом практически не приводится. Отмечено лишь то, что доломиты саткинской свиты (RF_{1st}) содержат органическое вещество (ОВ) и слабо пахнут битумами. Позднее, Д.Ф. Шамов, А.А. Аксенов, В.А. Фролов (1954) оценивают нефтегенерационный потенциал нижнебавлинской и верхнебавлинской свит отрицательно, хотя и допускают частичное поступление нефти из нижележащих осадочных комплексов.

Несмотря на единство взглядов по поводу источника УВ в бассейне, мнения ученых расходятся относительно определения очага их генерации: К.Р. Тимергазин (1959), М.В. Мальцев (1956), А.А. Трофимук (1957), А.Я. Кремс, Д.Ф. Шамов (1947, 1949), С.В. Федоров, В.Ф. Раaben и др. считают, что нефть была генерирована непосредственно на платформе и претерпевала лишь незначительную миграцию. Другие ученые (А.Ф. Опалев, В.П. Савченко, В.А. Лобов, М.И. Зайдельсон, А.Л. Козлов) высказывают мнение о дальнейшей миграции нефтяных и газовых флюидов из зоны Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба [Ованесов, 1962].

Интересно, что в это же время А.А. Трофимуком впервые выделяются элементы нефтяных систем. Как было сказано ранее, в качестве нефтематеринских толщ исследователь рассматривает терригенные и карбонатные отложения среднего-верхнего девона. Также он отмечает, что кунгурские эвапориты (P_{1kg}) являются породами-покрышками, коллекторами служат отложения такатинской свиты (D_2tk), живетского (D_2zv), франского (D_3fr), фаменского (D_3fm), турнейского (C_1t) и визейского (C_1vz) ярусов, толщи среднего и верхнего карбона. Особое внимание уделяется нижнепермским рифогенным постройкам ($P_{1as,sm,ar}$) [Ованесов, 1962].

Активную работу ведут и геологи-геохимики нефти и газа. В 1955 г. выходит сборник «Об условиях образования нефти», где авторами (К.И. Ломоть, Т.И. Казминой, И.П. Карповой, Н.Ф. Касаткиной,

П.Я. Деменковой, А.А. Черепенниковой, З.Л. Майминой) приводятся обобщенные данные по геохимии ОВ девонских отложений и характеристики углеводородного состава нефти и природных газов различных районов Урало-Поволжья [Литологостратиграфическое..., 1965(ф)]. В 1955–1958 гг. исследователями (Н.А. Зуфаровой, М.А. Гарисс, К.Р. Тимергазином) проводятся первые исследования геохимических характеристик ОВ докембрия. В работах описываются различные нефте- и газопроявления, обнаруженные на Копей-Кубовской, Бавлинской и Байтуганской площадях. При этом К.Р. Тимергазин [1953] отмечает, что по всему разрезу рифея присутствуют следы миграции битумоидов [Иванов, 2008]. Основные работы в то время проводились силами 3-х институтов: ВНИГРИ (под руководством В.А. Успенского и З.Л. Маймин), ВНИГНИ (К.Ф. Родионова) и ИГиРГИ (В.Э. Левенсон, Л.А. Гуляева).

В 1950-е годы происходят и крупные достижения в области стратиграфии докембрия Волго-Уральского региона. Так, в 1951 г. бавлинские отложения подразделяются на две свиты: верхне- и нижнебавлинскую [Стратиграфическое..., 1972(ф)]. В 1952 г. Б.С. Соколовым впервые были выделены отложения венда [Особенности..., 2002(ф)]. В 1955 г. К.Р. Тимергазин представил широкой общественности новую схему стратиграфического расчленения додевонских отложений платформенного Башкортостана. В ней на основе изучения седиментологических циклов выделено семь толщ, впервые описана калтасинская свита (RF_1kl). В 1957 г. выходит новая расширенная стратиграфическая схема додевонских отложений, в которой обозначены новые подразделения: в нижнебавлинской свите выделены — нижнекалтасинская, верхнекалтасинская, нижнесерафимовская и верхнесерафимовская подсвиты; в верхнебавлинской — нижнекаировская, верхнекаировская, нижнешкаповская и верхнешкаповская подсвиты [Стратиграфическое..., 1972(ф); Особенности..., 2002(ф)].

В это же время большое внимание уделяется и девонским толщам. В 1951 г. Е.Н. Ларионова на основе изучения значительного количества фактического материала издает первую сводную работу по стратиграфии и фациям девонских отложений Прикамья [Кожевникова, 2014]. В 1957 г. В.Н. Логиновой на основе изучения отложений девона Татарии выделяется 3 типа разреза саргаевских отложений (D_3sr),дается детальное литологическое описание, устанавливается их фациальная принадлежность.

В это время геологи значительно продвинулись в понимании тектонических особенностей строения и развития Волго-Уральского региона, кратко увеличиваются объемы геофизических работ и структурно-поискового бурения [Абрикосов, 1963; Оценка..., 1990(ф)]. В 1958 г. А.П. Зудиновым составлена одна из первых сводных карт по опорным горизонтам пермских отложений. К 1960 г. начинается изуче-

ние структурных особенностей кристаллического фундамента платформы [Абрикосов, 1963]. В 1958 г. Э.Э. Фотиади был выделен Камско-Бельский авлакоген (называемый в разное время Осинско-Калтасинским, Калтасинским, Осинско-Бирским прогибом) [Изучение..., 1991(ф)].

Начиная с 1960-х годов, направление геологоразведочных работ смещается в сторону изучения отложений верхнего девона-турне и, в частности, отложений доманикового типа [Геохимия..., 1970(ф)]. Интерес к этой группе отложений возрастает в связи с открытием крупных залежей в карбонатных толщах доманика (D_3dm), фамена (D_3fm) и турне (C_1t). В это время происходит перестройка взглядов на источники углеводородов в пределах Волго-Уральского НГБ — образование нефти теперь связывается с доманиковыми высокоуглеродистыми породами внутренних частей Камско-Кинельской системы прогибов.

Одним из первых геологов поступающих данную точку зрения был В.А. Лобов. В 1960–1963 гг. он публикует материалы, в которых показывается, что основными НГМТ бассейна являются терригенные толщи верхнего девона и нижнего карбона, а «выдавливание» нефти происходит из Камско-Кинельской впадины (как области воздействия высоких температур и давлений) с последующей миграцией в краевые части платформы и вышележащие продуктивные комплексы [Закономерности..., 1977(ф)].

Несколько позже рядом авторов (С.Ф. Федоров (1961, 1962), С.В. Федоров, И.Х. Абрикосов, К.Е. Димент, И.М. Мельник (1965)) выделяется четыре основных комплекса НГМТ: отложения среднего карбона (C_2), территиные толщи яснополянского надгоризонта (C_1jp), кыновско-пашийские отложения (D_2kn-ps) и (впервые) породы венда (V) [Закономерности..., 1977(ф)]. Благодаря работе К.Ф. Родионовой «Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области», опубликованной в 1967 г. [Родионова, 1967], с 1965 г., в качестве основной нефтематеринской толщи в пределах Волго-Уральского НГБ рассматриваются битуминозные толщи доманикового типа.

Открытие залежей в карбонатной части отложений верхнего девона-турне, изучение нефтематеринских свойств отложений этого возраста, а также представительный каменный материал позволили геологам в 1961–1965 гг. установить на восточной окраине Восточно-Европейской платформы наличие группы некомпенсированных впадин названной Камско-Кинельской системой прогибов [Литологостратиграфическое..., 1965(ф); Геохимия..., 1970(ф)]. Именно в этой зоне и предполагали зону основной генерации нефти и газа. Помимо этого, в качестве очагов рассматриваются также Уфимско-Соликамская впадина (П.А. Софроницкий, 1960 [Закономерности..., 1977(ф)]) и Верхнекамская впадина (И.Х. Абрикосов, 1960–1963 гг. [Закономерности...,

1977(ф)]. На основании истории тектонического развития территории И.М. Мельник определяет, что девонские залежи были образованы за счет флюида, мигрировавшего с юго-востока и востока, тогда как местоскопления нефти в карбоне формировались преимущественно за счет источников на востоке платформы [Закономерности..., 1977(ф)].

Интересным направлением исследований в 1960-е годы на территории Волго-Уральского бассейна, является определение времени генерации, миграции и аккумуляции нефти. Так, И.Х. Абрикосов выделяет два этапа миграции УВ: первый — вскоре после накопления визейских отложений (C_1vz), второй — в период образования Предуральского краевого прогиба (P_1). Образование залежей в продуктивных горизонтах среднего карбона он рассматривает как следствие миграции УВ из нижележащих отложений C_1 [Закономерности..., 1977(ф)].

Другой исследователь (К.С. Шершнев [1966]) отмечает, что благоприятные условия для миграции УВ из зоны Предуральского краевого прогиба были сформированы в начале поздней перми. При этом в первую очередь заполнялись ловушки, расположенные в восточной части бассейна. В конце ранней — начале поздней перми по его мнению были сформированы залежи в отложениях нижнего карбона. В 1969 г. В.А. Кротова, используя данные о палеогидрогеологическом режиме недр изучаемого региона, высказала идею о том, что наиболее благоприятные условия для формирования залежей нефти имели место с конца позднего карбона [Закономерности..., 1977(ф)].

Необходимо заметить, что в 1960-е годы важные выводы были получены по результатам изучения отложений докембия. Так, в 1960 г. Б.М. Келлером, Г.А. Казаковой, И.Н. Карповой и др. отложения рифея западного склона Урала были расчленены на три комплекса — нижний (>1300 млн лет), средний (1000–1300 млн лет) и верхний (600–1000 млн лет) [Стратиграфическое..., 1972(ф)].

Годом позже К.Р. Тимергазиным бавлинские отложения восточной окраины Восточно-Европейской платформы также выделяются в составе трех серий: нижнебавлинской (орьбашская, калтасинская и серафимовская свиты), среднебавлинской (леонидовская свита) и верхнебавлинской (каировская и шкаповская свиты) [Стратиграфическое..., 1972(ф); Особенности..., 2002(ф)]. В 1966 г. группа исследователей (Л.Ф. Солонцов, А.А. Клевцова, Е.М. Аксенов) впервые обосновывают различие в составе бавлинских отложений Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов [Стратиграфическое..., 1972(ф)].

С 1966 г. Н.П. Егоровой ведется большая работа по изучению геохимических особенностей ОВ рифейских отложений платформенного Башкортостана. Были выделены НГМТ в нижнем (калтасинская (RF_1kl) и кабаковская (RF_1kb) свиты) и в среднем (акбердинский горизонт ольховской свиты) рифее

[Иванов, 2008]. В 1967 г., спустя 5 лет после открытия Марковского месторождения (вендинский продуктивный комплекс, Восточная Сибирь), на Сивинском месторождении в подошвенной части вендских и в кровле рифейских толщ также был получен слабый приток нефти. Это событие послужило стимулом для изучения докембрийских отложений Волго-Уральского бассейна.

1970–1980-е. Углубление геологической разведки и мысли. В 1970-е годы продолжается активное изучение докембрийских осадочных толщ центральной и северной частей Волго-Уральского НГБ. Исследования предыдущих лет позволили ряду авторов сделать выводы о высоком потенциале этих отложений с точки зрения поисков нефти и газа. Такие работы в разное время публиковали Т.К. Баженова, Н.Б. Вассоевич, И.В. Высоцкий, А.Э. Конторович, А.И. Ларичев, Б.С. Соколов, А.Н. Гусева, Е.И. Тараненко [Ким, 2008]. В 1973 г. Н.Б. Вассоевич и А.Н. Гусева пришли к важному выводу о том, что ОВ докембия имело исключительно сапропелевый тип, продуцентами, для образования которого являлись сине-зеленые водоросли и грибы [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)].

Продолжается в эти годы и изучение нефтематеринских свойств древних отложений ВУ НГБ. В книге Л.В. Шаронова [1971] отмечено, что основные этапы генерации жидких и газообразных УВ происходили в позднем рифее, позднем венде и позднем палеозое. Он также приходит к выводу о том, что залежи УВ тяготеют к прибрежным частям древних нефтегазоносных бассейнов. В 1975 г. Н.П. Егорова указывает на то, что нефтепроизводящими свитами верхнего докембия западной Башкирии являются толщи калтасинской (RF_1kl), старопетровской (V_2sp) и карлинской (V_2kl) свит [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)]. В 1977 г. Н.А. Еременко и Г.П. Ованесов на основании реконструкции палеогеографических условий докембия изучаемого региона приходят к выводу о том, что наилучшими нефтегазоматеринскими свойствами обладают толщи калтасинской свиты (RF_1kl) и серафимовской серии (RF_2), а также каировская (V_2ka) и шкаповская (V_2sk) серии в венде [Закономерности..., 1977(ф)]. Нефтегазоматеринские толщи прогнозируются авторами [Закономерности..., 1977(ф)] в отложениях среднего, верхнего ордовика, карбонатного лудлова и верхнего силура, помимо этого ими могут быть глинисто-карбонатные породы доманика, терригенно-карбонатные и терригенные толщи среднего-верхнего девона и нижнего карбона. В отложениях пермской системы НГМТ прогнозируются авторами в ассель-сакмар-артинских образованиях Предуральского краевого прогиба.

В 1970-е годы изучается вопрос перспектив нефтегазоносности этих отложений. Так, например, в работе [Исследования..., 1979(ф)] отмечено, что нефтепоявления установлены практически во всех стратиграфических подразделениях рифея-венда.

Авторы отмечают, что толщи калтасинской свиты (RF_1kl) являются малоперспективными на обнаружение в них жидких и газообразных УВ. Позитивная оценкадается отложениям серафимовской серии рифея и нижнекаировской подсерии венда. С учетом мнения предыдущих исследователей, основная перспективная зона связывается с юго-восточной и северо-восточной окраинами Татарии [Исследования..., 1979(ф)].

Определенных успехов удается добиться в это время и стратиграфам-докембристам. Так, например, в 1972 г. С.Г. Морозовым была представлена новая стратиграфическая схема верхнего докембра, подвергшаяся впоследствии серьезной критике. В этом же году в составе рифейского комплекса было выделено 2 новых свиты: приютовская и бурхановская. Помимо этого, авторами [Стратиграфическое..., 1972(ф)] на основании изучения разреза осадочных комплексов также были получены значения мощности эродированных отложений нижне-, среднебавлинского комплексов — 2000–3000 м и ольховской свиты — 500–600 м.

В это же время были получены первые наработки по изучению пермского битуминозного комплекса. Другие палеозойские комплексы (D) на тот момент детально не изучались [Войтович, Бусел, 1982].

В 1980-е годы продолжается активное изучение докембрийских пород Волго-Уральского НГБ. Вдохновившись идеями Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева геологи постепенно переходят к выявлению и оценке главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и газообразования (ГЗГ). В 1981 г. А.В. Кутуков на основе изучения битумоидов приходит к выводу о том, что породы венда вступали в ГЗН начиная с глубин 1500–2100 м, именно с этим интервалом он связывает увеличение интенсивности генерации и эмиграции нефти.

К.С. Ярулин и В.А. Романов [1981] высказывают мнение о том, что отложения венда вступили в ГЗН в период с раннего карбона до поздней перми [Литолого-петрографическая.... 1988(ф)]. Рифейские нефтематеринские толщи, по их мнению, находились в главной зоне нефтеобразования со среднего девона по позднюю пермь [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)].

Позднее, в 1988 г., В.М. Смелков с коллегами [Системные..., 1988(ф)] приходят к выводам о том, что НГМТ нижнего рифея достигли ГЗН уже в конце рифея или в венде, сами вендские толщи не могли генерировать УВ в додевоне. Однако не исключается что в наиболее погруженных частях бассейна (Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинах) они могли частично реализовать свой генерационный потенциал уже к концу позднего докембра [Системные..., 1988(ф)].

Нефтематеринские толщи палеозоя также не были оставлены без внимания. По мнению А.В. Кутукова с соавторами [1981], степень катагенетической преобразованности ОВ этих отложений начи-

ная с глубин от 1500 до 2700 м достигает значений МК₁–МК₃. Таким образом, на основе изучения разреза, автор приходит к выводу о том, что отложения венда, девона и нижнего карбона (визе) в пределах наиболее погруженных частей поэтапно (в разное время) входили в ГЗН. При этом он отмечает, что миграция УВ из этих НГМТ шла с востока в сторону платформы.

Важную роль в это время играют исследования зон аккумуляции углеводородов, сгенерированных рифей-вендинскими НГМТ. Большинство исследователей считают, что таковыми являются рифей-вендинские отложения прибрежной зоны Камско-Бельского авлакогена [Исследования..., 1982(ф); Кутуков и др., 1982; Балашов и др., 1982]. Однако некоторые геологи допускают миграцию нефти и газа вверх по разрезу, одними из первых эту мысль высказывают В.И. Козлов с коллегами [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)]. В своих рассуждениях они ссылаются на то, что «в результате эпигенетических процессов в отложениях верхнего докембра разница между породами-коллекторами и покрышками постепенно стирается», что позволяет УВ свободно перемещаться не только внутри рифейско-вендинской толщи, но и вверх по разрезу [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)]. Важно заметить, что на наличие протерозойской нефти в продуктивных комплексах среднего девона также указывали Е.В. Чибрикова [1954] и Н.П. Егорова [1986]. Однако, основными коллекторами для УВ, сгенерированных RF-V в то время все же были определены толщи тугаевской (RF_2tk), леонидовской (RF_3ln) свит, а также терригенные отложения венда [Изучение..., 2002(ф)].

Несмотря на более чем 40-летнюю историю изучения отложений докембра, к концу 1980-х годов среди геологов-исследователей постепенно появляются мысли о том, что эти толщи являются бесперспективными в плане поиска месторождений нефти и газа [Литолого-петрографическая..., 1988(ф)]. Это было вызвано мыслями о возможном эрозионном разрушении сформированных в докембре залежей, значительной преобразованностью этих толщ. Но, что самое главное, — отсутствием промышленных притоков (за исключением Сивинской и Соколовской площадей Пермского края).

В исследованиях 1980-х годов появляется новое научно-производственное направление — выявление нефтегазоносности фундамента. Оно зародилось среди геологов из Татарской АССР. Так, в 1982 г. Н.А. Плотников при описании продуктивных горизонтов Ромашкинского месторождения впервые приходит к выводу о том, что «источниками питания для залежей нефти в горизонтах D_{III} и D_{IV} служили некоторые участки разломов кристаллического фундамента». Эта новая мысль вскоре была поддержана другими авторами [Обобщение..., 1985(ф)].

Еще одним перспективным направлением того времени является выявление нетрадиционных ис-

точников УВ в нефтематеринских породах доманиковой высокоуглеродистой формации. Подобный интерес возник вскоре после открытия «большой» нефти в баженовской свите Западной Сибири [Закономерности..., 1986(ф)].

1990-е годы. Общий спад геологоразведочных работ. В конце 1980-х — начале 1990-х годов на Башкирском своде в пределах Пермской области было пробурено 2 параметрические скважины, вскрывшие отложения верхнего венда и нижнего рифея: Бедряжская-203 (1988–1989) и Бедряжская-204 (1990–1991). На основании полученных данных в Камском НИИ глубокого и сверхглубокого бурения был проведен комплексный анализ условий осадконакопления и перспектив нефтегазоносности осадочных комплексов позднего докембria [Зонально-региональные..., 2006(ф)]. В результате в разрезе скважин были отмечены битумо- и газопроявления различной интенсивности, опробованы интервалы потенциальных НГМТ, оценена степень их катагенетической преобразованности.

В отчете [Анализ..., 1990(ф)] указано, что на большей части северо-востока Волго-Уральского НГБ НГМТ рифея вошли в ГЗН еще в конце раннего рифея, дальнейшее их преобразование пришлось на конец венда и поздний палеозой. Степень их катагенетической преобразованности различна (от МК₁ до МК₃₋₄). Вендинские нефтегазоматеринские породы напротив достигли уровня главной зоны нефтеобразования лишь в конце палеозоя.

В отчете [Анализ..., 1990(ф)] также публикуются данные о содержании органического вещества в НГМТ рифея-венда. Они довольно низкие — в среднем менее 0,2–0,3%. Данный факт дает некоторым исследователям (В.И. Внутских, 1990 [Анализ..., 1990(ф)]) основания полагать, что «вендинские и частично рифейские породы не могли продуцировать нефть и газ».

Тем не менее, в рамках работы [Анализ..., 1990(ф)] авторы приходят к выводу о том, что глинисто-карbonатные отложения калтасинской свиты (RF₁kl) и терригенные бородулинской свиты (V₂br) верхнего венда могут рассматриваться в качестве нефтематеринских. Однако, «...оценка генерирующих способностей пород ... должна быть резко занижена из-за истощения потенциала...».

В 1991 г. при изучении геохимических особенностей нефти Чубайского месторождения (Удмуртская Республика) на основе биомаркерного анализа была установлена важная генетическая связь УВ палеозойских продуктивных комплексов с ОВ протерозоя. Данный факт позволил в 1996 г. Т.В. Белонон [Белонон и др., 1996] предположить «широкое развитие нефтегазообразования в калтасинской свите», а также наличие «вертикальных перетоков из древних толщ».

В 1999 г. Е.В. Лозиным на основе тектонического и геодинамического анализа приводятся выводы

о закономерностях распределения УВ по всему разрезу северо-восточной части Волго-Уральского НГБ.

2000-е годы и настоящее время. Новые идеи в геологии и нефтегазоносности Волго-Уральского НГБ. В начале 2000-х годов наступает новая эпоха в изучении вопросов нефтегазоносности Волго-Уральского НГБ. Начиная с этого времени, происходит усовершенствование методов исследования органического вещества и нефти. Так, все чаще начинают применяться пиролиз, хромато-масс-спектрометрия, бассейновое моделирование и так далее. В геологическом отношении территория продолжает изучаться посредством регионального сейсмического профилирования.

Формат публикаций также несколько видоизменяется — основное значение имеют уже не производственные работы и коллективные монографии, а научные статьи и диссертации. В период с 2002 по 2014 г. на основе материалов по исследованию нефтегазоносности северо-восточной части Волго-Уральского НГБ было защищено 7 диссертаций: Р.Х. Масагутов (Уфа, 2002), Д.И. Иванов (Уфа, 2008), С.Е. Башкова (Пермь, 2009), Н.М. Станекзай (Уфа, 2009), Н.Е. Соснин (Пермь, 2013), И.М. Фархутдинов (Уфа, 2013), Е.Е. Кожевникова (Пермь, 2014).

В 2000-х годах продолжают формироваться научные школы. Среди основных можно выделить следующие:

1) Уфа (изучение стратиграфических [Козлов и др., 2011], геодинамических [Пучков, Козлов, 2005] и седиментологических [Горожанина, 2008] особенностей формирования нефтегазоносности отложений рифея-венда);

2) Казань (выявление нефтегазоносности пород фундамента, а также изучение нетрадиционных источников УВ сырья [Кавеев и др., 2002]);

3) Пермь (изучение геолого-геохимических особенностей формирования нефтегазоносности докембria и палеозоя [Карасева и др., 2014; Приворов, 2007]);

4) Москва (проведение исследований в области литологии и геохимии пород доманиковой формации [Ступакова и др., 2017]);

5) Санкт-Петербург (проведение исследований в области литологии и геохимии пород доманиковой формации [Фортунатова и др., 2018]);

6) Екатеринбург (выявление геохимических особенностей осадочных образований докембria [Маслов, 2012]).

Истощение разведенных ранее месторождений заставляет геологов обращаться к новым (зачастую альтернативным) источникам УВ. В последнее время исследователи связывают перспективы нефтегазоносности с карбонатными отложениями верхнего девона-турне и среднего карбона, производится комплексная доразведка многопластовых месторождений [Войтович, Гатиятуллин, 2007; Хисамов и др., 2001].

Продолжается также разработка концепции извлечения битумов из отложений нижней перми, а также верхнего девона-турне. К 2009 г. на территории Республики Татарстан пробурены 4221 скважина общим метражом более 773,5 тыс. м, в нескольких из них получен дебит жидких битумов (до 11 т/сутки) [Войтович, Гатиятуллин, 2007; Хисамов и др., 2001]. Значительную роль в изучении трудно извлекаемых углеводородов внесли И.А. Ларочкина Р.Х. Масагутов, Р.Х. Муслимов, С.Б. Остроухов, И.Н. Плотникова, Р.С. Хисамов, И.Г. Ященко и другие.

Еще одним направлением является — изучение нефтегазоносности пород фундамента. Данная проблема начала активно развиваться еще в 1980-е годы, однако интерес к ней не угасает до сих пор. В разное время этим вопросом активно занимались: Н.С. Гатиятуллин, И.Х. Кавеев, Р.Х. Муслимов, Н.А. Плотников, Р.Ш. Хайретдинов, Р.С. Хисамов и другие.

При рассмотрении данного вопроса решается сразу несколько задач: во-первых, выявление источников подтока/перетока УВ на территории Ромашкинского месторождения, а, во-вторых, обоснование собственной нефтегазоносности разрушенных пород терминальной части фундамента. Однако, несмотря на большое количество пробуренных скважин, вскрывших фундамент ВУ НГБ, промышленных притоков из фундамента получено не было [Кавеев и др., 2002].

В настоящее время продолжаются исследования нефтегазоносности рифея-венда. Данные отложения были вскрыты более чем 800 скважинами, однако лишь 20% из них имеют забой в рифейском комплексе или ниже [Оценка..., 2010(ф)]. Детально изучаются прибортовые зоны Камско-Бельского авлакогена [Ларочкина и др., 2010; Баранов и др., 2004], прогнозируется нефтегазоносность шиханской (RF_3shn) и леузинской (RF_3lz) свит верхнего рифея [Солодова, 2021],дается оценка коллекторских свойств [Иванова и др., 2005]. В целом, для территории северо-восточной части Волго-Уральского НГБ, перспективность венда оценивается ниже, чем рифея [Оценка..., 2010(ф)].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрикосов И.Х. Нефтегазоносность Пермской области. М.: Гостоптехиздат, 1963. 213 с.
2. Балашов М.М., Коблова А.З., Проворов В.М. О позднедокембрийском нефтегазообразовании на севере Урало-Поволжья // Геология нефти и газа. 1982. № 9. С. 40–52.
3. Баранов В.В., Гатиятуллин Н.С., Войтович Е.Д. и др. Оценка перспективности рифейско-венденских отложений восточного впадинного обрамления Татарского мегасвода // Георесурсы. 2004. № 1(15). С. 32–34.
4. Белоконь Т.В., Сиротенко О.И., Балашова М.М., Горбачев В.И. Нефтегазоносность древних толщ востока Русской платформы // Геология нефти и газа. 1996. № 7. С. 12–18.
5. Вахрушев Г.В. Нефть в Башкирии. Уфа: Башиздат, 1933.
6. Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. История открытия нефтяных месторождений Республики Татарстан // Георесурсы. 2007. № 3(22). С. 29–38.
7. Войтович Е.Д., Бусел Г.Ф. Оценка нефтеносности слабоизученных карбонатных толщ палеозоя Татарии // Геология нефти и газа. 1982. № 8. С. 1–4.
8. Горожанина Е.Н. Типы карбонатных платформ южного Урала и Приуралья, их связь с нефтегазоносностью // Мат-лы VIII Межрегиональной геологической конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». М.: ИГ УФИЦ РАН, 2008. С. 188–191.
9. Гришин Г.Л. Задачи и направление геологоразведочных работ в районах «Второго Баку» // Восточная нефть. 1939. № 1. С. 10–13.
10. Губкин И.М. Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). М.: АН СССР, 1940. 117 с.
11. Егорова Н.П. Геохимические критерии нефтегазоносности докембия Башкирского Приуралья. Уфа, 1986. 168 с.

Среди геологов, занимающихся вопросами нефтегазоносности терригенного комплекса девона, появляются новые идеи о латеральной миграции УВ, генерированных НГМТ доманика [Чихирин, Шостак, 2022]. Да и в целом, указанному комплексу отложений уделяется пристальное внимание со стороны седиментологов [Корякин, Львовская, 2022], геохимиков [Казанцева, 2014; Кожевникова, 2014] и др.

В последние годы обозначились новые перспективные регионы для дальнейшего восполнения запасов и ресурсов УВ сырья в регионе. В качестве основных можно выделить зону передовых складок Урала, а также западные части бассейна (в пределах Республики Удмуртия, Республики Татарстан и Кировской области).

Выводы. Таким образом, на основе изученного материала можно сделать вывод о том, что Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн стал изучаться одним из первых не только в России, но и в мире. На его территории было открыто достаточно большое количество месторождений, подавляющее большинство из которых расположено в палеозойской части разреза. В различное время в качестве основных нефтегазоматеринских толщ в бассейне рассматривались отложения рифея, венда, силура, среднего и верхнего девона, среднего карбона и нижней перми. Основной вклад в изучение ВУ НГБ внесли И.М. Губкин, П.И. Преображенский, А.А. Трофимук, К.Ф. Родионова и другие.

В связи с тем, что имеющиеся запасы и ресурсы практически исчерпаны, геологи-нефтяники все чаще обращают свое внимание на глубокопогруженные отложения фундамента и рифея-венда. Определенную надежду также представляют возможные нетрадиционные источники УВ сырья. Таким образом, Волго-Уральский регион представляет интерес для проведения дальнейших геологоразведочных работ с целью увеличения существующей ресурсной базы Приволжского федерального округа и Российской Федерации.

12. Иванов Д.И. Перспективы нефтегазоносности рифейских отложений платформенного Башкортостана на основе изучения нафтогенерационного потенциала: Дисс. ...канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2008. 158 с.
13. Иванова Т.В., Лозин Е.В., Масагутов Р.Х. и др. Геохимические и геодинамические факторы формирования коллекторов в рифейско-вендских отложениях Камско-Бельской грабеновой впадины // Георесурсы. 2005. № 1 (16). С. 34–36.
14. Кавеев И.Х., Гатиятуллин Н.С., Муслимов Р.Х. Основные этапы изучения кристаллического фундамента в Татарстане // Георесурсы. 2002. № 4 (12). С. 23–28.
15. Казанцева Т.Т. Среднедевонский доманикит Башкирии // Георесурсы. 2014. № 2 (57). С. 17–23.
16. Карасева Т.В., Алексеева О.Л., Черных М.Н. К 100-летию Павла Александровича Софроницкого // Вестник Пермского университета. Геология. 2010. Вып. 1(9). С. 90–91.
17. Карасева Т.В., Щербинина Н.Е., Быков В.Н. и др. О дальнейшем развитии геологоразведочных работ на нефть и газ в протерозойских отложениях европейской части России // Сетевое издание «Нефтегазовое дело». 2014. № 3. С. 1–16.
18. Ким Н.С. Геохимия докембрийских нефтей Евразии: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2008. 215 с.
19. Кожевникова Е.Е. Оценка перспектив нефтеносности девонских отложений южных районов Пермского края: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2014. 138 с.
20. Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2011. 60 с.
21. Корякин С.Ю., Львовская Я.Л. Прогноз нефтегазоносности слабоизученной территории восточной части Ракшинской седловины, Висимской моноклинали и южного окончания Камского свода на основе седиментационного и бассейнового моделирования // Геология нефти и газа. 2022. № 5. С. 31–38.
22. Краснопольский А.А. Общая геологическая карта России, лист 126 // Труды геолкома. 1889. Т. XI.
23. Кутуков А.В. Условия проявления процесса нефтеобразования в вендской, девонской и визейской терригенных формациях Пермского Прикамья // Геология нефти и газа. 1981. № 2. С. 35–39.
24. Кутуков А.В., Никулин А.В., Дулепов Ю.А., Макаловский В.В. О нетрадиционных объектах поисково-разведочных работ на нефть в Пермском Прикамье // Геология нефти и газа. 1982. № 8. С. 11–13.
25. Ларочкина И.А., Сухова В.А., Валеева И.Ф. Некоторые аспекты прогноза перспектив нефтеносности рифейско-вендских отложений в Камско-Бельском авлакогене // Георесурсы. 2010. № 3 (35). С. 10–14.
26. Левицкий П.И. Нефтяные месторождения Прикамнефти // Восточная нефть. 1939. № 4–5. С. 10–13.
27. Лядова Н.А., Яковлев Ю.А., Распопов А.В. Геология и разработка нефтяных месторождений Пермского края. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2010. 335 с.
28. Маслов А.В. Литохимия терригенных пород верхнего докембрая Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.
29. Нефть, асфальт и горючие сланцы волжских берегов // Горный журнал. 1864. № 4. С. 421–424.
30. Нечаев А.В., Замятин А.Н. Геологические исследования северной части Самарской губернии // Труды геолкома. 1913. № 84.
31. Носаль В.И., Притула Ю.А., Трофимук А.А. Очерки тектоники и нефтеносности Волго-Уральской области // Восточная нефть. 1939. № 2. С. 5–11.
32. Ованесов Г.П. Формирование залежей нефти и газа в Башкирии. Уфа: Гостоптехиздат, 1962. 295 с.
33. Отчет полковника Еремеева о занятиях по розысказанию месторождений нефти в Казанской, Симбирской и Самарской губерниях // Горный журнал. 1867. № 1. С. 333–496.
34. Павлова С.Н., Гофман П.С., Казмина Е.А. Нефти «Второго Баку» // Восточная нефть. 1939. № 1. С. 41–49.
35. Проворов В.М., Неганов В.М., Передресева Г.Л. и др. Перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Бедрязской площади и сопредельных районов Калтасинского авлакогена // Вестник Пермского Университета. Геология. 2007. Т. 4, № 9. С. 32–45.
36. Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. 2005. № 1 (16). С. 24–27.
37. Родионова К.Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1967. 357 с.
38. Соловьева С.А. Карбонатные уровни верхнего рифея Волго-Уральской области (шиханская и леузинская свиты) и перспективы их нефтегазоносности // Геологический вестник. 2021. № 2. С. 17–30.
39. Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна — типы разрезов, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Ч. 1. С. 112–124.
40. Трофимук А.А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Уфа: Гостоптехиздат, 1950. 248с.
41. Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И. и др. Литолого-фациальная и биостратиграфическая характеристика вернедевонских отложений опорной скважины 1 Мелекесская (Мелекесская впадина, Волго-Уральская область) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2018. Т. 93, № 5–6. С. 3–49.
42. Хисамов Р.С., Шатиятуллин Н.С., Тарасов Е.А. и др. Геологоразведочные работы в Республике Татарстан: ретроспектива и перспективы // Георесурсы. 2011. № 1 (37). С. 27–32.
43. Чибикова Е.В. Находки спор в бавлинской свите Башкирии // Труды ДАН СССР. 1954. Т. 95, № 5. С. 1071–1072.
44. Чихирин А.А., Шостак А.В. Латеральная миграция углеводородов в аспекте нефтеносности разреза терригенного девона в Прикамском регионе // Недропользование. 2022. Т. 22, № 3. С. 116–125.
45. Шаронов Л.В. Формирование нефтяных и газовых месторождений северной части Волго-Уральского бассейна. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1971. 287 с.
46. Шершнев К.С. О связях между тектоническим развитием, временем формирования и размещением нефтегазовых месторождений в Пермском Приуралье // Тр. ВНИГНИ. 1966. Вып. 57. С. 60–64.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Анализ и обобщение результатов изучения рифейско-вендских отложений востока Волго-Уральской провинции сейсморазведкой и бурением: отчет о НИР /

Пермский государственный научно-исследовательский и проектный институт нефтяной промышленности «ПермНИПИнефть»; отв. исп. В.Н. Рыбаков, В.Н. Шварёв. Пермь, 1990. 134 с.

2. Геохимия отложений карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона Камско-Кинельской впадины и прилегающих районов: отчет о НИР / Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ); отв. исп. Л.А. Гуляева, Е.С. Иткина, В.Г. Глазер, В.И. Тихомиров. М., 1970. 238 с.

3. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. Т. П. Пермская область и Удмуртская АССР / Под ред. Н.А. Еременко, Г.П. Ованесова. Труды Ин-та геол. и разработки горючих ископаемых. Объединение Пермнефть. Камское отделение ВНИГРИ. М.: Недра, 1977. 272 с.

4. Закономерности распространения, литологические, геохимические, коллекторские свойства и нефтегазоносность битуминозных толщ доманиковой фации в девоне и нижнем карбоне на территории Волго-Уральской провинции / Институт геологии и разработки горючих ископаемых (Волжское отделение); отв. исп. Л.Л. Казьмин, М.И. Зайдельсон. Куйбышев, 1986. 396 с.

5. Зонально-региональные площадные сейсмические и гравиметрические съемки на Бедряжской площади (Калтасинский авлакоген) с целью обнаружения и локализации нефтегазопромышленных объектов в рифей-вендинском комплексе с целью лицензирования / ОАО «ПЕРМНЕФТЕГЕОФИЗИКА» (ОАО ПНГ); отв. исп. Ю.М. Александров. Пермь, 2006. 282 с.

6. Изучение додевонской осадочной толщи платформенного Башкортостана и обоснование перспектив ее нефтегазоносности / ДООО «БАШНИПИНЕФТЬ» ОАО «АНК БАШНЕФТЬ»; отв. исп. Е.В. Лозин, Р.Х. Масагутов, Т.В. Иванова. Уфа, 2002. 152 с.

7. Изучение строения терригенно-карбонатных отложений нижнего и среднего карбона на Прикамской площади в пределах ККСВ УАССР и обобщение геолого-геофизических материалов по строению рифейско-вендинских отложений (обобщение и переинтерпретация материалов МОГТ) / Производственное геологическое объединение «Центргеофизика» Удмуртская геофизическая экспедиция; отв. исп. С.Е. Витис, В.Р. Городний, И.С. Аверьянов. Ижевск, 1991. 162 с.

8. Исследования архейско-протерозойских и рифейско-вендинских образований с целью оценки их нефтегазоносности в Татарии и смежных областях: отчет о НИР / Татарский государственный научно-исследовательский и проектный институт нефтяной промышленности ТатНИПИнефть; отв. исп. С.А. Султанов, Н.Г. Абдуллин, И.Х. Канеев. Бугульма, 1979. 104 с.

9. Исследования архейско-протерозойских и рифейско-вендинских образований с целью оценки их нефтегазоносности в Татарии и смежных областях (заключительный): отчет о НИР / Татарский государственный научно-исследовательский и проектный институт нефтяной промышленности ТатНИПИнефть; отв. исп. С.А. Султанов, Н.Г. Абдуллин, И.Х. Канеев. Бугульма, 1982. 170 с.

10. Литолого-петрографическая характеристика и основные черты тектоники рифей-вендинских образований востока Татарии в связи с перспективами их нефтегазоносности (окончательный): отчет о НИР / Институт геологии Башкирского научного центра УрО АН СССР; отв. исп. В.И. Козлов. Уфа, 1988. 209 с.

11. Литолого-стратиграфическое изучение нефтегазоносных свит (изучение отложений доманикового типа Волго-Уральской области): отчет о НИР / Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ); отв. исп. Т.Т. Середа. М., 1965. 272 с.

12. Литолого-фациальные особенности образований позднего рифея и венда востока Русской платформы и Башкирского антиклиниория (покровные структуры Южного Урала в связи с оценкой его перспектив нефтегазоносности): отчет о НИР / Институт геологии Башкирского филиала АН СССР; отв. исп. Л.Д. Ожиганова, М.В. Ишерская. Уфа, 1977. 242 с.

13. Обобщение результатов изучения рифей-вендинских и архейско-протерозойских толщ Татарии и смежных областей и обоснование направлений нефтегазопоисковых работ: отчет о НИР / Татарский государственный научно-исследовательский и проектный институт нефтяной промышленности ТатНИПИнефть; отв. исп. Р.Н. Диашев, В.Л. Коцобинский, В.П. Степанов. Бугульма, 1985. 235 с.

14. Особенности венде-палеозойской истории и структуры западного склона Ю. Урала и смежной части Восточно-Европейской платформы. Венд (каировская серия) на территории платформенного Башкортостана / Институт геологии УНЦ РАН; отв. исп. М.В. Ишерская. Уфа, 2002. 101 с.

15. Оценка перспектив нефтебитумоносности палеозойских и допалеозойских отложений Татарии и выбор направлений поисково-разведочных работ (окончательный). Книга 1: отчет о НИР / Государственное производственное ордена Ленина объединение «Татнефть» имени В.Д. Шашина Казанская геологическая экспедиция; отв. исп. Р.А. Батырбаева. Казань, 1990. 59 с.

16. Оценка потенциала нефтегазоносности рифей-вендинских отложений Пермского края, залегающих ниже промышленно освоенных глубин / Пермский государственный технический университет; отв. исп. В.И. Галкин, А.Н. Аношкин. Пермь, 2010. 264 с.

17. Системные исследования нефтебитумоносных формаций палеозойских и рифей-вендинских отложений Татарии и смежных областей с целью выявления оптимальных зон нефте- и битумопроявления (окончательный): отчет о НИР / Государственное производственное ордена Ленина объединение «Татнефть» имени В.Д. Шашина; отв. исп. В.М. Смелков. Казань, 1988. 576 с.

18. Стратиграфическое расчленение бавлинских отложений (верхний протерозой) Западной Башкирии (литология, фации, каустобиолиты палеозоя и верхнего протерозоя Южного Урала и Приуралья: отчет о НИР / Башкирский филиал АН СССР Институт геологии; отв. исп. Л.Д. Ожиганова, Б.М. Юсупов. Уфа, 1972. 78 с.

УЧРЕДИТЕЛИ:

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — главный редактор, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 26.09.2023. Формат 60×90¹/8.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 14,5. Тираж экз.

Изд. № 12286. 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»)
