

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 64 • № 5 • 2025 • СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Пуцаровский Д.Ю. Водосодержащие минералы в мантии Земли	3
Агibalов А.О., Федоров В.М., Маякин А.Т., Сенцов А.А., Зайцев В.А., Симонов Д.А., Захаров В.С., Сывороткин В.Л., Балашов Г.Р., Казанцев А.А., Павлова А.П. Взаимосвязь современной сейсмичности района Северомуйского тоннеля с рельефом и геодезическими данными	27
Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация современной фациальной структуры Курильской котловины и западной части Тихого океана по данным одно- мерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов	39
Ульянцев А.С., Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Применение многомерного статистическо- го анализа для исследования взаимосвязи гранулометрических характеристик донных осадков с фациальными условиями их накопления на примере Чаунской губы Восточно- Сибирского моря	50
Спиридонов Э.М. Срастания холинговортита и сперрилита в сульфидных медно-никелевых рудах Байкальского и Норильского месторождений	60
Морозов И.А., Крупская В.В., Королева Т.А., Покидько Б.В., Закусин С.В. Преобразование бентонитовых глин инженерных барьеров безопасности в модельных условиях	69
Королев В.А., Галкин А.Н. Особенности эколого-геологических систем селитебных комплексов Республики Беларусь	84
Аверкина Т.И. Пространственное распределение глинистых грунтов различного возраста и генезиса на территории России	94
Костылев Д.В., Гоев А.Г., Костылева Н.В. Сейсмическая сеть южного сегмента Дальневосточ- ной зоны РФ и ее возможности для изучения неоднородностей в верхней мантии	100
Алёшкин М.В. Особенности подбора оптимальных параметров морских пневмоисточников при проведении работ по исследованию верхней части разреза	109
Бембеев Д.Б., Самсонов А.А., Бобров А.В., Воронов А.С., Кудина М.В. Утилизация и переработка золошлаковых отходов в контексте реализации целей устойчивого развития: опыт России и Китая	117
Дьяконова Т.Ф., Тюрина Н.А., Бата Л.К., Мухидинов Ш.В., Булгакова Е.А., Потапов А.О., Егорова А.Д., Калмыков А.Г., Сначев М. В., Калмыков Г.А. Литолого-петрофизические особенности перспективных продуктивных позднемиоценовых нутовских отложений на новых территориях северо-восточного шельфа острова Сахалин	128
Яковичина Е.В., Ломакина У.С., Яковичин С.Ю., Бордунов С.И. Реконструкция питающих провинций для отложений нижнего мела Северо-Западного Кавказа	138
Бордунов С.И., Гладенков Ю.Б. Бентосная фауна морского плиоцена и квартала моря Лапте- вых	153
Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Методические особенности полевого и лабораторно- го методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений	158

CONTENTS

<i>Pushcharovsky D.Yu.</i> The hydrated minerals in the Earth's mantle	3
<i>Agibalov A.O., Fedorov V.M., Mayakin A.T., Sentsov A.A., Zaitsev V.A., Simonov D.A., Zakharov V.S., Syvorotkin V.L., Balashov G.R., Kazantsev A.A., Pavlova A.P.</i> Relationship between modern seismicity of the Severomuyskiy tunnel area with relief and geodetic data	27
<i>Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R.</i> Detailed modern facies structure of Kuril Basin and Western Pacific Ocean according to univariate regression and one-factor variance analyses	39
<i>Ulyantsev A.S., Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R.</i> Application of multivariate statistical analysis to study the relationship between granulometric characteristics of bottom sediments and facies conditions of their accumulation (a case study in the Chaun Bay, East Siberian Sea)	50
<i>Spiridonov E.M.</i> Intergrowths of the sperrylite and hollingworthite from copper-nickel sulfide ores at Baikal and Norilsk deposits	60
<i>Morozov I.A., Krupskaya V.V., Koroleva T.A., Pokidko B.V., Zakusin S.V.</i> Transformation of bentonite engineered barriers system in model conditions	69
<i>Korolev V.A., Galkin A.N.</i> Features of residential ecological and geological systems of residential complexes in Belarus	84
<i>Averkina T.I.</i> The spatial distribution of different age and genesis clay soils on the Russian territory .	94
<i>Kostylev D.V., Goev A.G., Kostyleva N.V.</i> The southern Russia Far Eastern seismic network and its capabilities for investigating upper mantle heterogeneities	100
<i>Aleshkin M.V.</i> Features of the selection of optimal parameters of marine pneumatic sources when conducting work on the study of the upper part of the section	109
<i>Bembeev D.B., Samsonov A.A., Bobrov A.V., Voronov A.S., Kudina M.V.</i> Utilization and processing of coal ash and slag waste in the context of achieving sustainable development goals: experience of Russia and China	117
<i>Dyakonova T.F., Tyurina N.A., Bata L.K., Mukhidinov S.V., Bulgakova E.A., Potapov A.O., Egorova A.D., Kalmykov A.G., Snachev M.V., Kalmykov G.A.</i> Lithological and petrophysical features of promising productive late Miocene Nutovskiy deposits on the new territories of the Sakhalin Island north-eastern shelf	128
<i>Yakovishina E.V., Lomakina U.S., Yakovishin S.Yu., Bordunov S.I.</i> Reconstruction of the sources provinces for the Lower Cretaceous deposits of the North-Western Caucasus	138
<i>Bordunov S.I., Gladenkov Yu.B.</i> Benthic fauna of the Marine Pliocene and Quarternary of the Laptev Sea	153
<i>Tarasova M.A., Bricheva S.S., Vladov M.L.</i> Methodical features of field and laboratory dielectric permittivity measuring techniques for sand-clay ground	158

УДК 548.736.6

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-3-26

ВОДОСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Дмитрий Юрьевич Пушчаровский✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dmitp01@mail.ru✉,
https://orcid.org/0000-0001-6960-1021

Аннотация. Глубинные оболочки Земли отличаются различным содержанием воды. Основным механизмом переноса воды из земной коры и Мирового океана в глубинные оболочки связан с процессами субдукции океанической литосферы. Мантийная переходная зона, благодаря способности накапливать воду номинально безводными минералами (вадслеитом и рингвудитом) представляет собой ее важнейший резервуар, особенно в сравнении с верхней мантией. Верхнемантийные перидотиты в составе погружаемых плит внутри переходной зоны могут сохранять H_2O на больших глубинах в таких соединениях, как «алфавитные» DHMS фазы. Состав перидотита нижней мантии включает 80 масс. % Mg-перовскита (бриджманита), 15 масс. % ферропериклаза и 5 масс. % Са-перовскита (дейвмаюита). Среди этих минералов наибольшее содержание воды допускается в Са-перовските, за которым следуют Mg-перовскит и ферропериклаз. Учитывая огромную массу мантии Земли, даже минимальное количество воды, сосредоточенное в номинально безводных фазах, может в несколько раз превышать количество воды в современной гидросфере, несмотря на дегазацию мантии в результате вулканической деятельности, происходившей особенно интенсивно в первые 500 млн лет формирования планеты. Дана структурная характеристика минералов — возможных аккумуляторов воды в условиях глубинных геосфер.

Ключевые слова: мантия Земли, водосодержащие минералы, «алфавитные» фазы, номинально безводные минералы

Для цитирования: Пушчаровский Д.Ю. Водосодержащие минералы в мантии Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 3–26.

THE HYDRATED MINERALS IN THE EARTH'S MANTLE

Dmitry Yu. Pushcharovsky✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dmitp01@mail.ru

Abstract. The Earth's deep-seated shells are characterized by different water contents. The main mechanism of water transfer from the Earth's crust to the mantle is related with the subduction processes of the oceanic lithosphere. The mantle transition zone, due to its ability to accumulate water in nominally anhydrous minerals (wadsleyite and ringwoodite) is its most important reservoir, especially in comparison with the upper mantle. Upper mantle peridotite within subducting slabs inside the transition zone can preserve H_2O at great depths in compounds such as “alphabetic” DHMS phases. The composition of lower mantle peridotite includes 80 wt % Mg-perovskite (bridgmanite), 15 wt % ferropericlase, and 5 wt % Ca-perovskite (davemaoite). Among these minerals, the highest water content is allowed in Ca-perovskite, followed by Mg-perovskite and ferropericlase. Taking into account the huge mass of the Earth's mantle, even the minimum amount of water concentrated in nominally anhydrous phases can exceed the amount of water in the modern hydrosphere several times, despite the degassing of the mantle as a result of volcanic activity, which occurred especially intensively during the first 500 million years of the planet's formation. The structural characterization of minerals — possible accumulators of water in the conditions of deep geospheres is given.

Keywords: Earth's mantle, water-bearing minerals, “alphabetic” phases, nominally anhydrous minerals

For citation: Pushcharovsky D.Yu. The hydrated minerals in the Earth's mantle. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 3–26. (In Russ.).

Введение. Земля — водная планета, ее поверхность на 70,8 % покрыта водой, однако масса в основном океанской воды составляет лишь 0,025 % от ее общей массы. С учетом воды, содержащейся в мантийных оболочках, это число, по ряду оценок, существенно возрастает и превышает 0,2 масс. %. Для сравнения стоит отметить, что количество воды в углистых хондритах составляет около 10 масс. %, а в кометах — около 50 масс. % [Marty, Yokochi, 2006]. Вполне возможно, что вода, захваченная Землей на раннем этапе геологической истории, впоследствии могла улетучиться в космос, особенно до форми-

рования закрывающей Землю атмосферы. Вода оказывает влияние на эволюцию и динамику Земли, поскольку даже очень малые ее количества приводят к изменению физических свойств минералов и горных пород.

Вода понижает температуру плавления горных пород в магматическом и вулканическом процессах и усиливает диффузию химических элементов, участвующих в различных реакциях. Ее присутствие в структурах минералов делает их более податливыми при взаимодействии с различными химическими компонентами и способствует их рекристаллизации.

Состоящая из дипольных молекул, вода является сильным растворителем. За миллионы лет в воде скопились многие химические элементы из контактирующих горных пород. Например, в каждом кубическом километре морской воды содержится около 44 кг золота, добыча которых при существующих технологиях в настоящее время выглядит весьма проблематичной.

Приведенное выше краткое описание лишь некоторых особенностей воды дает представление о ее весьма значительной роли в геологической истории Земли. Главная цель этой статьи — структурная характеристика минералов — возможных аккумуляторов воды в условиях глубинных геосфер.

Возможные источники воды на Земле и ее объем. Происхождение и время поступления воды на Землю до сих пор не выяснены. Было предложено несколько возможных источников ее присутствия на Земле, включая примитивные планетезимали, образовавшиеся из газопылевых туманностей, метеориты и кометы [Ohtani, 2021]. В какую эпоху и каким образом вода появилась на Земле? На этот, один из ключевых вопросов геологической истории, существует несколько вариантов ответов. Во-первых, вода могла быть доставлена в виде компонентов газопылевой туманности и богатых летучими компонентами углистых хондритов CI, характеризующихся высоким содержанием гидратированных силикатов (группа *серпентина*, *хлорита*, *монтмориллонита* и др.) во время аккреции Земли. Хондриты представляют собой фрагменты астероидов, которые рассматриваются как свидетели истории солнечной системы в первые несколько миллионов лет ее создания [Alexander, et al., 2012].

Средний химический состав этих метеоритов в целом почти совпадает с составом Земли, отличаясь, в первую очередь, большим количеством летучих компонентов, которые могли участвовать в формировании нашей планеты [Хейзен, 2016]. Например, самые примитивные хондриты содержат более 3 масс. % углерода, тогда как на Земле его присутствие составляет не более 0,1 масс. %. Аналогично и содержание воды в породах современной Земли оказывается примерно в 100 раз меньше по сравнению с хондритами. Логично допустить, что такие вещества либо улетучились с Земли в космос, либо погребены в глубинных оболочках нашей планеты.

Наряду с этой гипотезой фрагментации общего протопланетного газопылевого скопления, явившейся источником воды на Земле, большого внимания заслуживает так называемая гипотеза мегаимпакта или гигантского столкновения. В рамках этой модели примерно 4,51 млрд лет назад протопланета (ее называли Тейя) массой ~0,14 массы Земли, размером примерно с Марс столкнулась с прото-Землей на ранней стадии ее формирования, когда наша планета имела примерно 90 % нынешней массы. В связи с этим событием в космос устремились не только каменные обломки, но и газопылевой

поток, который вобрал все газопылевые составляющие с поверхности прото-Земли. В соответствии с модельными реконструкциями в течение несколько сотен лет Земля, неоднократно проходя через этот газопылевой поток, получала газопылевые компоненты, которые способствовали созданию, как гидросферы, так и атмосферы Земли [Геологическая..., 2021]. Связанные с этим событием химические реакции, как и те, которые происходили вслед за метеоритными бомбардировками, также могли стать причиной образования водных резервуаров на Земле.

Согласно альтернативной точке зрения, вода могла быть занесена на Землю кометами. Кометы — твердые космические объекты размером обычно в несколько километров, состоящие из замороженных водяных, метановых, углекислых и аммиачных льдов, среди которых наиболее распространен водяной лед. Однако изотопный состав, т. е. отношение дейтерия к водороду D/H в воде комет значительно отличается от земных значений. [Drake, 2005]. На Земле на каждые 10 000 молекул воды приходится три атома дейтерия, в то время как в кометном льду его примерно в два-три раза больше. Кроме того обосновано, что лишь одна из миллиона комет может столкнуться с Землей [Morbidelli, et al., 2012], а сильный разогрев, который Земля испытала во время своего формирования, вероятно, должен был привести к испарению воды на поверхности, сохранив ее на ранних этапах геологической истории лишь в наиболее глубоких оболочках. Отсюда делается вывод, что вклад кометной воды в водный бюджет Земли весьма ограничен и не превышает 10–15 % от ресурсов воды в земной коре [Morbidelli, et al., 2012].

Относительно содержания воды в глубинных оболочках Земли высказываются различные предположения [Peslier, et al., 2017; Ohtani, 2021]. Количество воды, захваченной на ранних этапах истории Земли, было оценено с помощью численного моделирования. На основе модели процесса аккреции из газопылевой туманности [Abe, Matsui, 1986] обосновано, что первичная атмосфера могла содержать водяной пар в количестве, эквивалентном современной массе океана. Проведенные расчеты [Rubie, et al., 2015] позволили сделать вывод, что содержание воды в первичной мантии достигало 1000 ppm (мд — миллионных долей), а это соответствует ~4 массам современного океана. Столь значительное количество воды было вполне возможно в процессе аккреции, когда уже сформировалось ~60–80 % объема Земли.

В рамках модели аккреции Земли из газовой туманности [Hayashi, et al., 1979] считается, что некоторые благородные газы, в частности ^3He и ^{22}Ne , присутствующие в земных породах, могли быть получены из солнечной туманности. Допускается, что в ходе аккреции эти благородные газы, связанные с первичной атмосферой, в дальнейшем растворились в магматическом океане [Sharp, 2017]. Модель

этого процесса во время аккреции Земли [Olsen, Sharp, 2019] допускает, что магматический океан поглотил около 7 океанических масс, в которых основными компонентами были вода, водород, ^3He и другие легкие элементы. На основе также модельных представлений [Wu, et al., 2018] сделано заключение, что Земля обладает водой, эквивалентной примерно 2 океанам в мантии и 5 океанам в ядре. Согласно [Marty, Yokouchi, 2006] большее содержание воды на Земле 0,035–0,1 масс. % должно быть эквивалентно примерно 1–4 океанским массам, а его последующая переоценка в сторону увеличения до 0,1–0,3 масс. % соответствуют 4–12 океаническим массам [Marty, 2012]. По оценке работы [McDonough, 2003], объемное содержание водорода в Земле составляет около 0,26 масс. %, а это 10 океанических масс, из которых в ядре допускается присутствие 7 океанических масс.

Итак, по поводу объема воды в глубинных геосферах продолжают высказываться различные точки зрения. Наиболее четко они сформулированы в работе [Каминский, 2018] и сводятся к следующему. На протяжении геологической истории Земли содержание воды в мантии не было постоянным. Мантия ранней Земли, скорее всего, была преимущественно сухой, и лишь позднее обрела воду в результате бомбардировки ледяными астероидами. В ходе затвердевания магматического океана мантия уже могла содержать воду от ~1 до 10 масс океанов.

При этом выделены три важнейших источника воды в глубинных геосферах: 1 — это первичная вода, сохранившаяся в мантии с ранних этапов развития Земли; 2 — вода, транспортируемая вглубь Земли погружающимися литосферными плитами; 3 — вода из насыщенного водородом материала ядра.

Подводя итог этого раздела, следует отметить, что глубинные геосферы представляют собой огромный резервуар субдуцированной воды, в том числе в виде атомов водорода в структурах силикатов — важнейших компонентов земной коры и мантии, а также металлических гидридов внутри ядра [Perchuk, et al., 2025]. Масса современных океанов Земли составляет $1,4 \cdot 10^{24}$ г. Однако на основе различных модельных подходов даются существенно отличающиеся количественные оценки присутствия воды в мантии Земли. Эти вариации охватывают интервал от 1–4 до 7–12 океанических масс. Предполагается, что в ходе процесса субдукции в мантию ежегодно поступает вплоть до 1 гигатонны океанической воды.

Большинство современных литосферных плит проникает в мантийную переходную зону на глубину до 700 км, где они либо продолжают свое погружение, либо отделяются от материнской плиты, образуя своего рода неподвижные островные блоки [Goes, et al., 2017]. В обоих случаях они подвергаются нагреву и воздействию давления, приводящих к дегазации из-за распада, как водосодержащих, так и формально безводных минералов в иностранных источниках NAMs — Nominally anhydrous minerals [Bolfan-Casanova, et al., 2000]). При этом происходит

диффузия воды в окружающую мантию [Schmidt, Poli, 2014]. Одна часть освобожденной таким образом воды фиксируется водосодержащими минералами в мантии и в глубинных частях земной коры, а другая, вместе с освобожденными флюидами, достигнув поверхности Земли, пополняет водные океанические бассейны.

Однако роль субдуцированных плит в образовании резервуаров воды в мантии, по мнению ряда исследователей, сильно преувеличивается [Tsutsumi, et al., 2024]. Согласно экспериментальным результатам обосновано, что погруженные плиты, отдавая часть воды в расплав, сохраняют ее в своем твердом остатке даже при давлении и температуре, соответствующей границе мантия — ядро. Об этом говорит и присутствие в мантийных минералах воды в количествах, сильно превышающих ее содержание в Мировом океане. Соответственно подтверждается точка зрения, что важнейшим источником Мирового океана являются ювенильные глубинные воды, своим происхождением связанные с процессом охлаждения магматических очагов.

Ниже основное внимание будет уделено структурным принципам минералов, которые рассматриваются как главные аккумуляторы воды в глубинных мантийных оболочках.

Водосодержащие минералы верхней мантии. За последние 30 лет значительный прогресс достигнут в понимании форм присутствия воды в мантии Земли и путей ее возможной миграции, прежде всего в ходе процессов субдукции океанических литосферных плит [Frost, 1999; Kaminsky, 2017; Пушаровский, 2020; Krivovichev, 2021; Ohtani, 2021; Welch, 2023; Пушаровский, 2024; Ohtani, Ishii, 2024]. Этому способствовали результаты лабораторных экспериментов и характеристика водосодержащих фаз при высоком давлении и температуре.

Присутствующие в земной коре хлорит, антигорит $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, амфиболы, Mg-слюды — флогопит $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$ осуществляют транспорт воды до глубин ~200 км. Глубже ее перенос связан с минералами метаморфизованных базальтов и осадочных пород. Среди них важная роль принадлежит фенгиту $\text{K}(\text{Al},\text{Mg})_2(\text{OH})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}$ (разновидности K-диоктаэдрических слюд с отношением Si:Al больше, чем 3:1 и с замещением Al в октаэдрических позициях на Mg или Fe^{2+}), проявляющему устойчивость вплоть до давления 11 ГПа и температуры 900 °C [Domanik, Holloway, 1996], водному Ca,Al-силикату лавсониту $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, сохраняющему стабильность при температуре вплоть до ~800 °C и давлении 8 ГПа [Okamoto, Maruyama, 1999] и некоторым другим соединениям, о которых будет сказано ниже. Дегидратация этих минералов по мере погружения литосферных плит приводит к образованию флюидов, которые выносят из них летучие компоненты и крупные ионы литофильных элементов в вышележащие мантийные горизонты, тем самым вызывая вулканизм в островных дугах

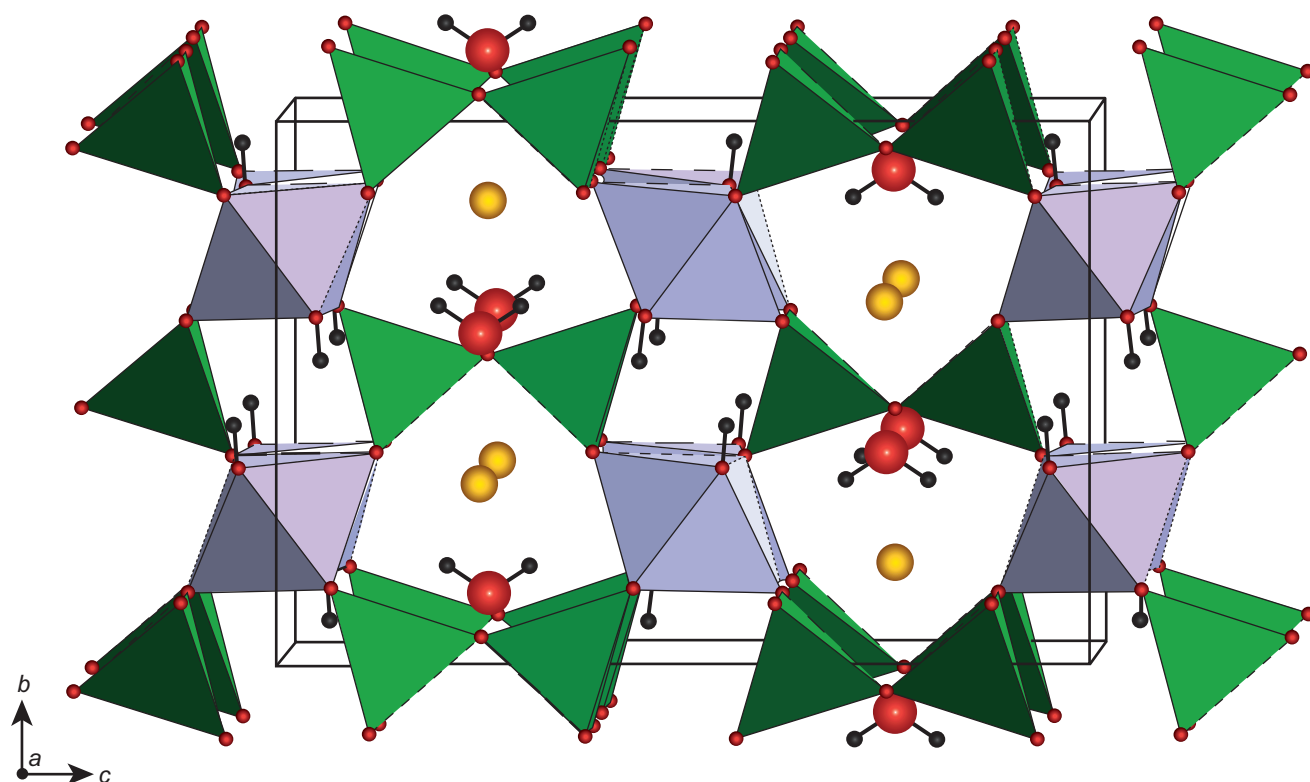


Рис. 1. Структура лавсонита, построено по данным [Libowitzky, Armbruster, 1995; Weber, et al., 2007]. Фиолетовым цветом выделены колонки из Al-октаэдров, зеленым — диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$. В полостях — атомы Ca (желтые шары) и молекулы H_2O (красные шары — атомы O)

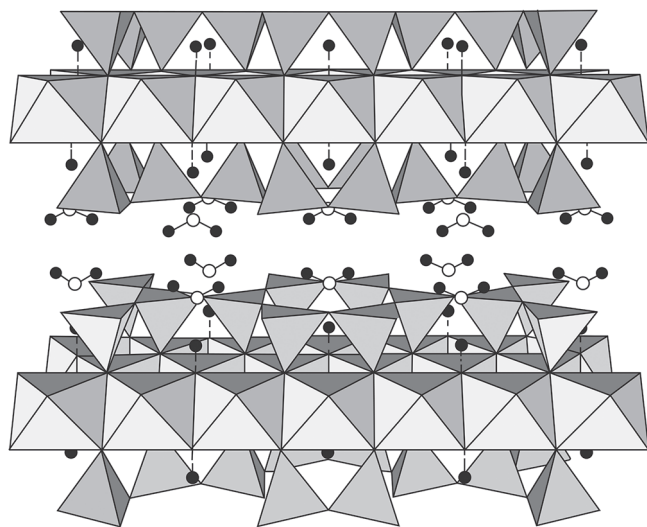


Рис. 2. Проекция (100) структуры 10 Å фазы, основанной на флогопитовых трехслойных пакетах Т-О-Т, объединяемых двумя молекулами воды в межслоевом пространстве. Белые кружки — атомы O, черные — атомы H; пунктирными линиями выделены водородные связи с участием протонов OH^- -групп из Mg-октаэдров [Fumagalli, et al. 2001]

и землетрясения в зонах субдукции [Schmidt, Poli, 1998; Ohtani, 2021].

Структура лавсонита представлена на рис. 1. В ее основе — колонки, вытянутые вдоль [100], из связанных по ребрам Al-октаэдров и диортогруппы $[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Вместе эти комплексы образуют смешанный каркас, в полостях которого локализованы атомы Ca и молекулы H_2O [Libowitzky, Armbruster, 1995].

В экспериментах с гидратированными базальтами срединно-океанических хребтов установлено, что характерный для высокобарических метаморфических пород лавсонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, являющийся продуктом изменения плагиоклаза из габбро, стабилен до давления 9 ГПа [Ono, 1998]. Интерес к лавсониту вызван его способностью сохранять в своей структуре молекулы H_2O и гидроксильные группы при высоких P - T -параметрах. В связи с этим лавсониту отводится особая роль в переносе H_2O с поверхности Земли в мантию при погружении океанической коры в зонах субдукции.

Устойчивость лавсонита была исследована в [Pawley, 1994]. Оказалось, что диаспор идентифицирован как продукт его распада при 14 ГПа и 740 °С. В целом близкие значения давления 15 ГПа и температуры 840 °С для диаспора, синтезированного в системе $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (CASH), указаны в [Schmidt, 1995].

В субдуцированных плитах верхней мантии вода в основном сохраняется в водосодержащих слоистых силикатах, которые постепенно трансформируются с глубиной. Минералы погружаемых в мантию метаморфизованных перидотитов способны удерживать воду на больших глубинах по сравнению с метабазитами [Perchuk, et al., 2025]. Среди них несомненный интерес представляет флогопито-подобная 10 Å фаза $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ [Fumagalli, et al., 2001]. Структура этой триоктаэдрической фазы, являющейся продуктом реакции талька с водой при давлении 6,7 ГПа и температуре 650 °С и получившей

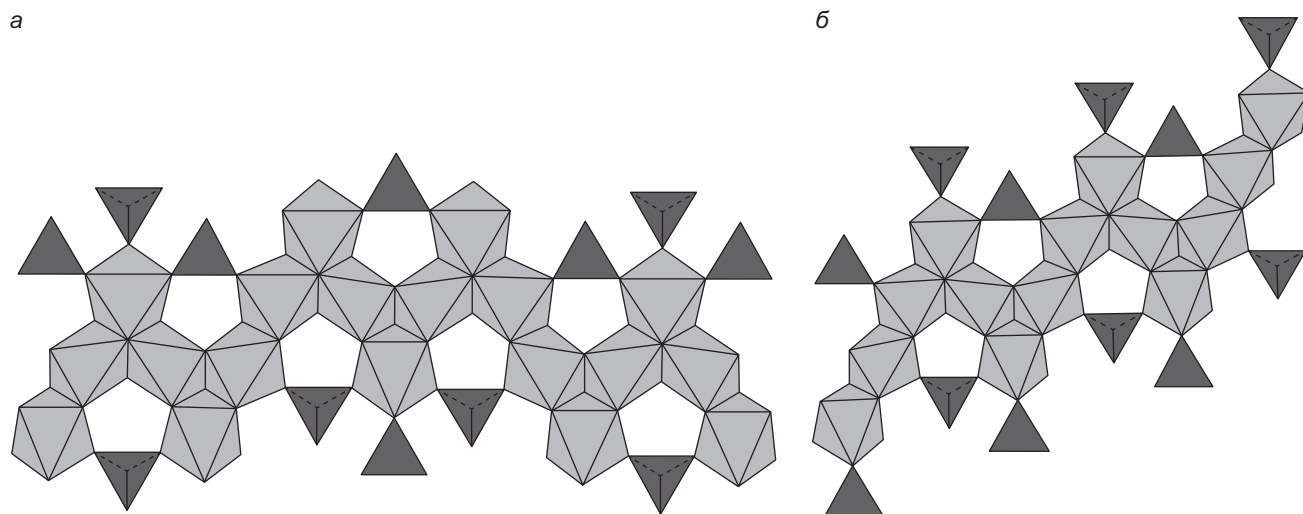


Рис. 3. Слои из Mg-октаэдров и Si-тетраэдров в структурах гуммита $3(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$ (a) и хондродита $2(\text{Mg,Fe})_2(\text{SiO}_4)_2\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$ (б)

название ТАР (аббревиатура слов Ten Angstrom Phase), представлена на рис. 2. Триоктаэдрические слои из октаэдров MgO_6 с обеих сторон зажаты тетраэдрическими (Si,O)-сетками. Способность 10 Å фазы содержать переменное количество межслоевых молекул H_2O и ее устойчивость при больших давлениях вплоть до глубины 300 км [Pawley, et al., 2011] по сравнению со слоистыми силикатами земной коры допускает ряд возможных сценариев с ее участием в зоне субдукции. Согласно [Fumagalli, et al., 2001], примерами подобных реакций могут служить следующие трансформации: тальк → 10 Å фаза + энстатит + коэсит; энстатит + хлорит → форстерит + пироп + 10 Å фаза; энстатит + хлорит + кварц → пироп + 10 Å фаза.

Систематические исследования минералов, принимаемые на протяжении последних десятилетий, ставят одной из основных целей предсказание изменений их структуры и физических свойств при высоком давлении и температуре. В этих экспериментах важная роль принадлежит оливину как важнейшему компоненту пиrolита — гипотетического вещества, который, по мнению большинства исследователей, доминирует в верхней мантии.

По составу с оливином близки водосодержащие минералы группы гумита. Присутствие воды в контактирующих с земной корой областях верхней мантии связывают с минералами этой группы, к которым относятся норбегит $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$, хондродит $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$, гумит $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$ и клиногумит $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4\cdot\text{Mg}(\text{F,OH})_2$ [Williams, Hemley, 2001]. Аналоги хондродита и клиногумита были синтезированы при высоком давлении в системе $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ [Yamoto, Akimoto, 1974; Wunder, et al., 1995]. Приведенные химические формулы подчеркивают возможную, на первый взгляд, структурную близость минералов группы гумита с оливином, проявляющуюся в заполнении катионами Mg^{2+} половины октаэдрических пустот плотнейшей упаковки из анионов O^{2-} . Однако

количество тетраэдрических пустот, занимаемых атомами Si, различно: в оливине атомы Si заполняют 1/8 тетраэдрических пустот, в норбегите 1/12, в хондродите 1/10, в гумите 3/28, а в клиногумите 1/9. Все же главное различие структурно-минералогических групп оливина и гумита определяется разным порядком заполнения октаэдрических и тетраэдрических пустот (рис. 3).

Представители группы гумита рассматриваются как возможные аккумуляторы летучих компонентов (фтор) и воды (группы OH^-) в пределах верхней мантии в интервале глубин 50–150 км, а по некоторым оценкам до 200 км, проявляющие устойчивость вплоть до температуры 1000 °C.

Представления о возможных водосодержащих минералах верхней мантии в настоящее время дополнены результатами экспериментов, направленных на исследование продуктов фазообразования в системах $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Полученные при этом сведения даются в последующих разделах и расширят приведенный выше краткий обзор верхне-мантийных водосодержащих соединений.

«Алфавитные» Mg-содержащие силикатные фазы. Наши знания о гумитах, полиморфных модификациях оливина и других минералах, сформировавшихся при высоком давлении и температуре, опираются на результаты изучения состава метеоритов, алмазных включений, горных пород из импактных кратеров и продуктов фазообразования в экспериментальных системах [Pushcharovsky, Bindi, 2025]. Основной механизм переноса воды из земной коры в глубинные оболочки связан с процессами субдукции океанической литосферы. При этом главным транспортером воды оказываются погруженные серпентинизированные литосферные перидотиты [Rüpke, et al., 2004; Schmidt, Poli, 1998; Рашенко, 2015]. Соответственно их минеральный состав моделируется системами $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MSH) и $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (MASH).

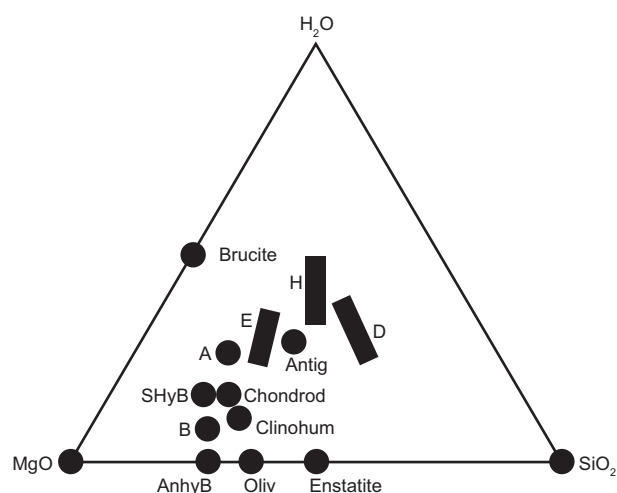


Рис. 4. Треугольная диаграмма, отражающая изменение составов главных представителей DHMS фаз, модифицировано из [Williams, Hemley, 2001; Nishi, et al., 2014]. «Алфавитные» фазы обозначены буквами A, B, E, D и H. Черные прямоугольники соответствуют вариации составов фаз E, D и H. Обозначения минералов: Antig — антигорит, Chondrod — хондродит, Clinohum — клиногумит, Oliv — оливин, ShyB — суперводная фаза B, AnhyB — безводная фаза B, Brucite — брусит, Enstatite — энстатит

Результаты лабораторных исследований привели к заключению о том, что достаточно плотные водные синтетические Mg-содержащие фазы, полученные в этих системах, сохраняют устойчивость при высоких давлениях (10–25 ГПа), что позволяет допустить их присутствие среди основных аккумуляторов мантийной воды не только в верхней мантии, но и в переходной зоне. Их изучение способствовало пониманию того, каким образом структуры этих соединений сохраняют стабильность в условиях глубинной субдукции и почему они содержат значительные количества достаточно редких и рассеянных элементов, весьма важных при построении геохимических моделей мантии Земли. Содержащаяся в них вода способна понизить температуру плавления пород, повлиять на их деформацию, а также на границы областей устойчивости мантийных минералов.

Результаты структурных исследований соединений, относящихся к Mg-системе и получивших название плотных водосодержащих магнезиальных силикатов (DHMS — dense hydrous magnesium silicates), отражены во многих публикациях и представляют большой интерес, поскольку основные мантийные породы имеют перидотитовый состав с резким преобладанием MgO. Отличительная особенность большинства этих структур — присутствие атомов кремния одновременно в тетраэдрической и октаэдрической координациях. Именно они рассматриваются как потенциальные носители воды в верхней мантии и переходной зоне [Thompson, 1992; Рагозин и др., 2014]. Однако в качестве самостоятельных минералов фазы DHMS в природе не найдены за исключением минералов гумитовой серии. Кроме того, среди приведенных соединений лишь

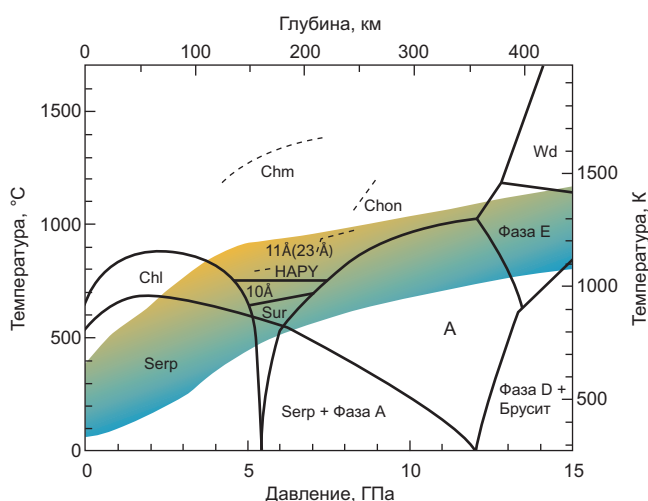


Рис. 5. Области устойчивости водосодержащих минералов в перидотите при давлениях вблизи узкой межфазной зоны (глубина 150–200 км) внутри погруженной в мантию плиты, по [Ohtani, Ishii, 2024]. Фазовые границы основных водосодержащих минералов основаны на анализе систем MSH и MASH. Обозначения водосодержащих фаз: Serp — серпентин, Chl — хлорит, 10 Å — фаза 10 Å (TAP), Sur — Mg-сурассит $\text{Mg}_5\text{Al}_5\text{Si}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$, HAPY — водо- и Al-содержащий пироксен, 23 Å — 11 Å фаза, Chon — хондродит, Chm — клиногумит, Wd — вадслеит. Желто-синим цветом выделена область, в которой верхняя (желтая) полоса соответствует геотерме относительно молодой разогретой океанической плиты, а нижняя (голубая) — древней холодной погруженной плиты

упомянутая выше 10 Å фаза является единственной, обнаруженной в виде нановключений в мантийных оливинах [Khisina, et al., 2001; Хисина, Вирт, 2008].

Первые три синтетические фазы, полученные в системе $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, согласно [Ringwood, Major, 1967], были обозначены как A, B и C. В дальнейшем количество плотных водных магнезиальных силикатов и родственных им фаз значительно возросло [Krivovichev, 2021], однако предложенный в [Ringwood, Major, 1967] подход к их номенклатуре с использованием заглавных букв латинского алфавита был сохранен, что послужило основанием для применения термина «алфавитные фазы» по отношению ко всей группе DHMS. На рис. 4 представлены составы основных DHMS фаз, полученных в системе $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

Спустя 20 лет после синтеза фаз A, B и C, была охарактеризована фаза D, $\text{MgSi}_2\text{H}_2\text{O}_6$ [Liu, 1987]. Затем было установлено [Finger, et al., 1989], что существуют две фазы B близкого состава — безводная и водосодержащая, а вскоре появилось сообщение о водосодержащей фазе с составом $\text{Mg}_{10}\text{Si}_3\text{O}_{14}(\text{OH})_4$, названной суперводной фазой B [Pacalo, Parise, 1992], которая оказалась идентичной полученной ранее фазе C. В это же время при исследовании фазовых соотношений в интервале давления 13–15 ГПа при температуре ~1000 °C была синтезирована фаза E [Kanzaki, 1991], а значительно позднее было обосновано, что при давлении >48 ГПа фаза D трансформируется в фазу H [Nishi, et al., 2014]. Упомянутые шесть

соединений (А, водосодержащая и суперводная фазы В, а также Е, D, Н) в настоящее время рассматриваются как возможные мантийные компоненты и с их описания начинается этот раздел. Следует добавить, что в процессе их исследования появлялись публикации с описанием других «алфавитных» фаз, однако затем оказывалось, что они идентичны уже известным соединениям.

Фазовые границы между основными водосодержащими компонентами погружаемых плит в пределах верхней мантии представлены на рис. 5. При этом обращено внимание на температурный минимум в интервале глубин 150–200 км (давление 5–7 ГПа) между полями устойчивости хлорита/серпентина и фазой А [Ohtani, Ishii, 2024]. Его форма — сужение в области низких температур и расширение при их повышении послужила основанием для его названия “choke point” в англоязычной литературе, что по смыслу соответствует словам «узкий переход». Внимание к этой части фазовой диаграммы связано с тем, что более древняя плита из холодной зоны субдукции, проходя вглубь через эту область, сохраняет содержащуюся в минералах воду, транспортируя ее в более глубокие мантийные горизонты. Наоборот, более молодые плиты с более высокой температурой и невысокой скоростью конвергенции в процессе субдукции теряют воду и, в итоге, ниже глубины 230 км лишь около 30 % воды, связанной с холодными плитами, транспортируется вглубь верхней мантии и переходной зоны.

Характеристика основных фаз DHMS будет дана ниже. В этой части фазовой диаграммы стоит лишь выделить сурсассит $\text{Mn}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_3$ — редкий минеральный вид, описанный в офиолитах альпийского складчатого пояса и известный своей устойчивостью в богатых Mn средах при температуре 400–450 °C и в широком интервале давлений до 1 ГПа [Reinecke, 1986]. Сурсассит изоструктурен макфаллиту $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Al})_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_3$ [Nagashima, et al., 2008] и тесно связан с пумпеллиитом $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_3$ [Mellini et al., 1984]. В его структуре [Hatert, et al., 2008] выделяются колонки [010] из связанных по ребрам алюминиевых октаэдров и соединенных группами SiO_4 и Si_2O_7 (рис. 6). Два независимых катиона марганца координированы семью и шестью атомами кислорода. В целом это — плотная структура, отражающая условия образования сурсассита, соответствующие низкоградной стадии метаморфизма. Mg-аналог сурсассита $\text{Mg}_5\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$ синтезирован при давлении 5 ГПа и температуре 600–700 °C [Grevel, et al., 2001]. Благодаря устойчивости вплоть до давления 10 ГПа при относительно низкой температуре и химической близости с пиропом эта фаза рассматривается в качестве важного аккумулятора воды в холодных субдуцированных плитах.

Фаза А $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ (12 масс. % H_2O) — продукт трансформации антигорита в условиях давления и температуры, связанных с процессом

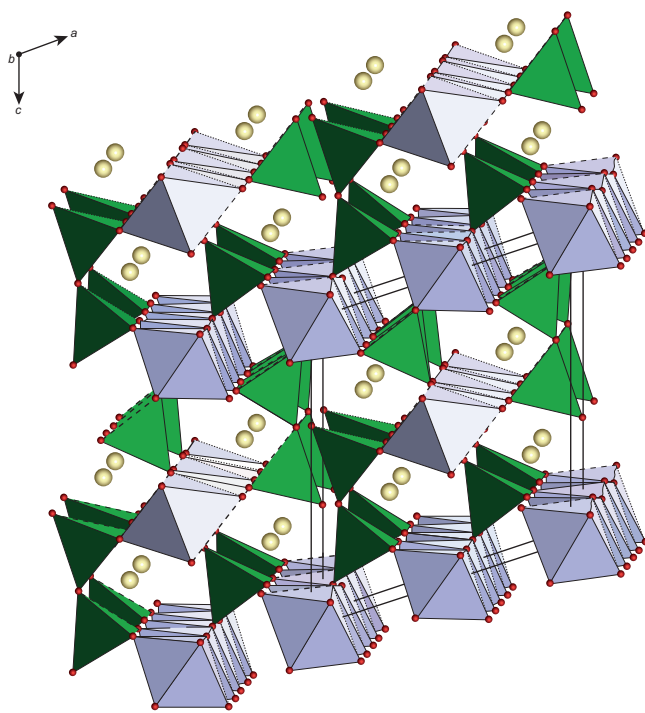


Рис. 6. Структура сурсассита, построено по данным из [Hatert, et al., 2008]. Фиолетовым цветом выделены колонки из связанных по ребрам Al-октаэдров, а зеленым цветом — изолированные SiO_4 тетраэдры и диортогруппы Si_2O_7 . Желтые шары — атомы Mn в сурсассите и Mg в Mg-сурсассите

погружения литосферных плит [Komabayashi, et al., 2005]. Поле ее стабильности составляет от 3 ГПа при 400 °C [Pawley, Wood, 1996] до 6–14 ГПа при ~830 °C [Ringwood, Major, 1967], за пределами которого она в конечном итоге распадается на ассоциацию, включающую суперводную фазу В: $\text{Mg}_{10}\text{Si}_3\text{O}_{14}(\text{OH})_4$ + брусит + водный флюид [Yamamoto, Akimoto, 1974].

Хотя состав фазы А $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2$ допускает подобие с минералами гумитовой группы, ее гексагональная структура (пространственная группа $P6_3$) характеризуется заметными отличиями (рис. 7) [Horiuchi, et al., 1979; Kudoh, et al., 2002]. В ее основе — слегка искаженная 4-слойная плотнейшая упаковка из анионов O^{2-} и OH^- , в которой атомы Mg занимают половину октаэдрических пустот, а атомы Si — 1/14 тетраэдрических позиций. В структуре фазы А октаэдры MgO_6 и тетраэдры SiO_4 образуют два типа чередующихся слоев, параллельных (001). В одном из них Mg-октаэдры связаны по ребрам, образуя широкие девятерные кольца, в которые вписаны SiO_4 тетраэдры (рис. 7, а). Слои другого типа содержат группировки из трех связанных между собой MgO_6 октаэдров, неэквивалентных октаэдрам первого слоя (рис. 7, б), объединяемые в слой SiO_4 тетраэдрами. Вместе оба типа слоев образуют плотный полиэдрический каркас (рис. 7).

Экспериментальные исследования фазовых соотношений в системе перидотит- H_2O позволили заключить, что в погружаемых плитах в интервале глубин 180–300 км объемная доля фазы А может составлять от 19 до 44 % [Schmidt, Poli, 1998; Ohtani,

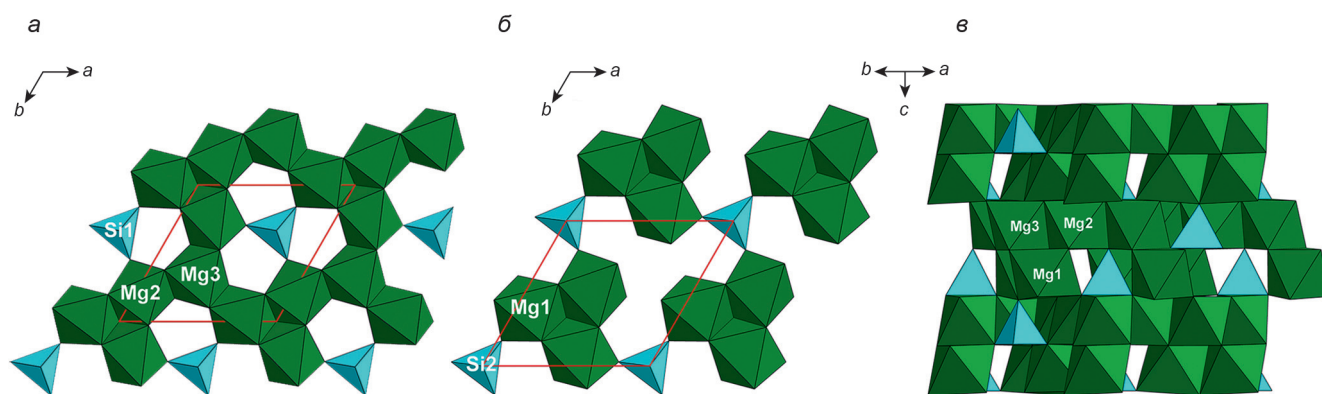


Рис. 7. Структура фазы А, построено по координатам из [Kudoh, et al., 2002]. Чередование двух типов полиэдрических слоев (001) (а), брусито-подобный слой (б), триады из Mg-октаэдров, связанные тетраэдрами SiO_4 во втором слое (в)

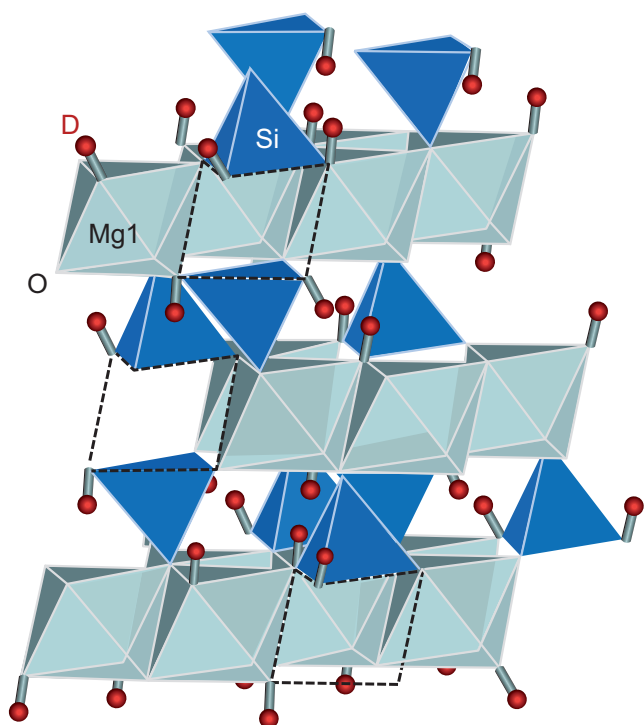


Рис. 8. Структура фазы Е, содержащая каркас из Mg1- октаэдров и SiO_4 тетраэдров. Пунктиром помечены вакантные положения октаэдров MgO_6 внутри брусито-подобных слоев. Красные шарики — позиции катионов дейтерия. Воспроизводится с разрешения издателя [Purevjav, et al., 2020]

et al., 2004]. Таким образом фаза А может оказаться важным транспортером воды в верхней мантии. Однако в этой роли на больших глубинах в верхней мантии и в переходной зоне ее сменяет фаза Е, полученная в интервале давления 13–18 ГПа и при температуре до 1300 °С [Purevjav, et al., 2020].

Фаза Е отличается высоким содержанием воды — 18 масс. %. Ее состав характеризуется колебанием содержания основных компонентов при фиксированном стехиометрическом коэффициенте атомов О равном 6 [Kudoh, et al., 1993]: $\text{Mg}_{2.08}\text{Si}_{1.16}\text{H}_{3.20}\text{O}_6$ и $\text{Mg}_{2.17}\text{Si}_{1.01}\text{H}_{3.62}\text{O}_6$. Эта особенность фазы Е подтвердилась и при исследовании дейтерированного ее образца [Purevjav, et al., 2020]: $\text{Mg}_{2.28}\text{Si}_{1.32}\text{D}_{2.15}\text{O}_6$.

Структура фазы Е содержит бруситоподобные слои из октаэдров $\text{Mg}(1)\text{O}_6$ (рис. 8). Результаты ее первого структурного исследования допускали, что в межслоевых промежутках расположены тетраэдры SiO_4 и октаэдры $\text{Mg}(2)\text{O}_6$ с частичной заселенностью своих позиций. При этом отмечено, что внутрислоевые октаэдры соединены с межслоевыми по общим ребрам, а межслоевые тетраэдры в случае их полной заселенности имели бы общие грани с октаэдрами бруситоподобных слоев. Чтобы избежать подобных контактов в бруситоподобных слоях над и под SiO_4 тетраэдрами появляются вакансии. Однако дальнейший порядок в расположении этих строительных единиц отсутствует, что подтверждается отсутствием сверхструктурных отражений. В представленной на рис. 8 структуре дейтерированного образца положения катионов $\text{Mg}(2)$ не были подтверждены.

Фаза В $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{O}_{19}(\text{OH})_2$, полученная при давлении >11 ГПа, несомненно представляла интерес как возможный компонент мантийных пород, однако степень ее гидратации на первом этапе не была установлена [Kato, Kumazawa, 1986]. Лишь впоследствии путем сравнения ее структуры с близкой по составу безводной фазы В $\text{Mg}_{14}\text{Si}_5\text{O}_{24}$ удалось дать ответ на этот вопрос [Finger, et al., 1989, Finger, et al., 1991]. Область устойчивости фазы В охватывает интервал давления 11–17 ГПа и температуры 700–1400 °С. Структурные отличия безводной и водосодержащей фазы В [Finger, et al., 1989] иллюстрируют рис. 9 и 10.

Условия синтеза упомянутой выше суперводной фазы В $\text{Mg}_{10}\text{Si}_3\text{O}_{14}(\text{OH})_4$, содержащей 5,8 масс. % воды, впервые были представлены в работе [Gasparik, 1990]. Ассоциация этой фазы со стишовитом оказалась устойчивой в интервале давления 15–23 ГПа и температуры 800–1400 °С. Структуры безводной фазы В (рис. 9), водосодержащей фазы В (рис. 10) и суперводной фазы В (рис. 11), согласно [Pascalo, Parise, 1992], содержат оливиновые фрагменты, подверженные различным сдвигам. Высокая стабильность суперводной фазы В при давлении 20 ГПа и температуре 1400 °С позволяет рассматривать ее как возможный водный резервуар в интервале глубин 500–600 км, а по некоторым оценкам вплоть

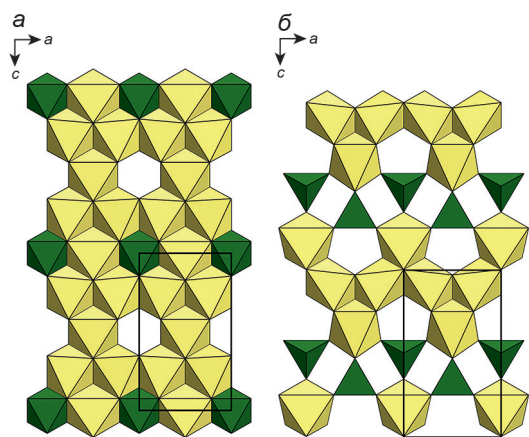


Рис. 9. Структура безводной фазы В $\text{Mg}_{14}\text{Si}_5\text{O}_{24}$: а — слой из Mg- (желтый цвет) и Si- (зеленый цвет) октаэдров; б — слой из Mg-октаэдров (желтый цвет) и Si-тетраэдров (зеленый цвет); построено на основе координат из [Finger, et al., 1991]

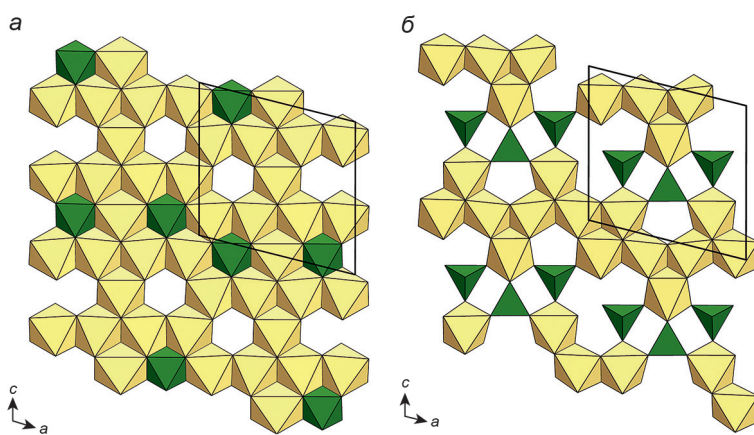


Рис. 10. Структура водной фазы В $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{O}_{19}(\text{OH})_2$ (плотность $3,368 \text{ г/см}^3$, давление $\sim 12 \text{ ГПа}$, температура 1473 К): а — слой из Mg- (желтый цвет) и Si- (зеленый цвет) октаэдров, б — слой из Mg-октаэдров (желтый цвет) и Si-тетраэдров (зеленый цвет); построено на основе координат из [Finger, et al., 1991]

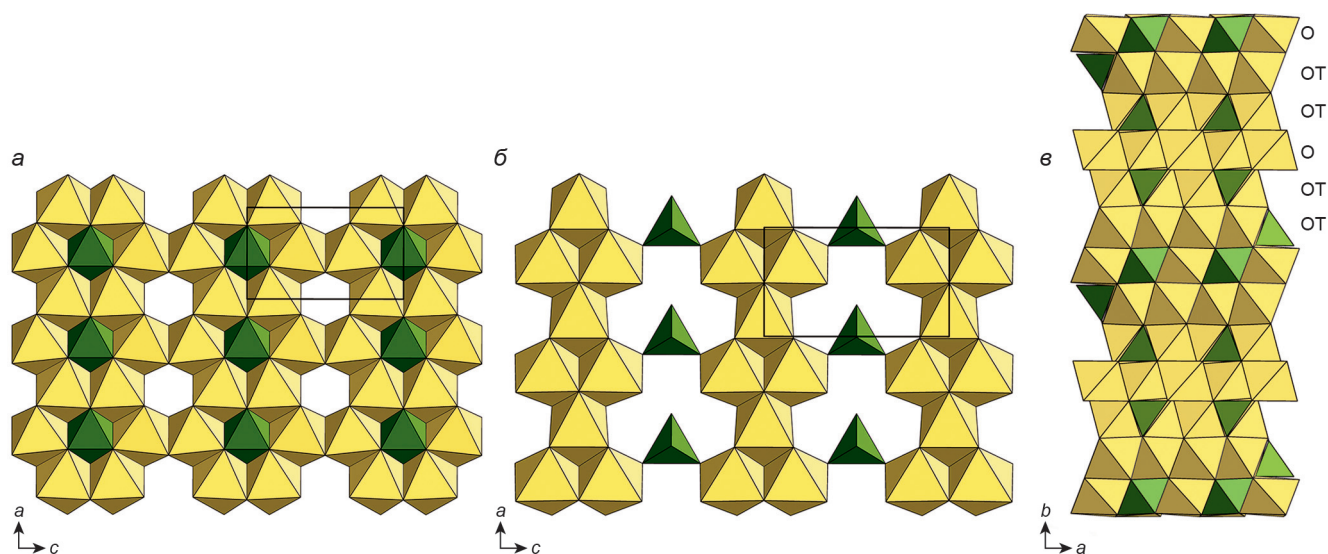


Рис. 11. Чередующиеся полиэдрические слои (010) в структуре суперводной фазы В. Октаэдрический (О) слой из октаэдров MgO_6 (желтый цвет) и SiO_6 (зеленый цвет) (а); слой (ОТ) из октаэдров MgO_6 (желтый цвет) и тетраэдров SiO_4 (зеленый цвет) (б); чередование О и ОТ слоев вдоль [010] (в)

до верхней части нижней мантии [Kaminsky, 2017]. При повышении давления и температуры происходит ее распад на периклаз, бриджманит и **фазу D** $\text{MgSi}_2\text{H}_2\text{O}_6$.

Кроме того фаза D образуется и в результате распада серпентина $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ при давлении $> 20 \text{ ГПа}$. Структура фазы D $\text{MgSi}_2\text{H}_2\text{O}_6$ [Yang, et al., 1997] представлена на рис. 12. В ее основе — гиббсито-подобные слои из октаэдров SiO_6 , в которых $1/3$ октаэдров оказывается вакантной. В этих местах над и под слоями расположены Mg-октаэдры. Соединение между слоями из SiO_6 октаэдров осуществляют водородные связи.

От других «алфавитных» фаз фаза D отличается высокой плотностью $3,50 \text{ г/см}^3$, а поле ее устойчивости охватывает интервал от 20 до 50 ГПа. Выше давлений 44–50 ГПа, соответствующих глубинам 1280–1400 км в нижней мантии, фаза D распадается

на бриджманит и воду. Соответственно предполагалось, что вода, а также ее компоненты OH^- и H^+ не могут быть глубже средней части нижней мантии, хотя растворение глинозема в фазе D несколько расширяет поле их стабильности [Xu, Inoue, 2019]. При этом отмечено различие в продуктах трансформаций хлорита с 14 масс. % Al_2O_3 в процессе изменений P, T -условий, соответствующих холодной и горячей литосферной плите [Xu, et al., 2021]. В первом случае в интервале давления 16–22 ГПа идентифицирована суперводная фаза В вместе с фазами Е и D, а во втором — в интервале давления 18–25 ГПа, охватывающем верхнюю часть нижней мантии, зафиксирована ассоциация лишь суперводной фазы В и фазы D.

Кроме того установлено, что фаза D при давлении $> 48 \text{ ГПа}$ трансформируется в **фазу H** MgSiH_2O_4 , устойчивую вплоть до давления 60 ГПа и температуры $\sim 1300^\circ\text{C}$ и стишовит. В отличие от большинства

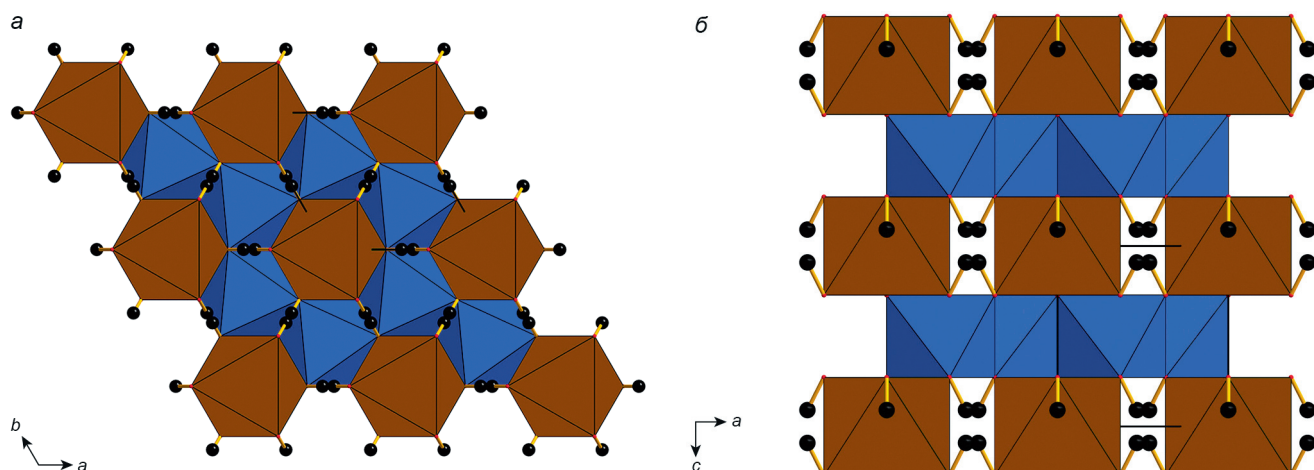


Рис. 12. Структура фазы D $\text{MgSi}_2\text{O}_6\text{H}_2$. Использованы структурные данные из [Yang, et al., 1997]. Слои (001) из октаэдров SiO_6 выделены синим цветом. Над и под слоями в этих местах расположены октаэдры MgO_6 (коричневый цвет). Мелкие шарики — атомы H в группах OH (a). Чередование октаэдрических силикатных слоев (синий цвет) и прерывистых (Mg,O) слоев (коричневый цвет) (б)

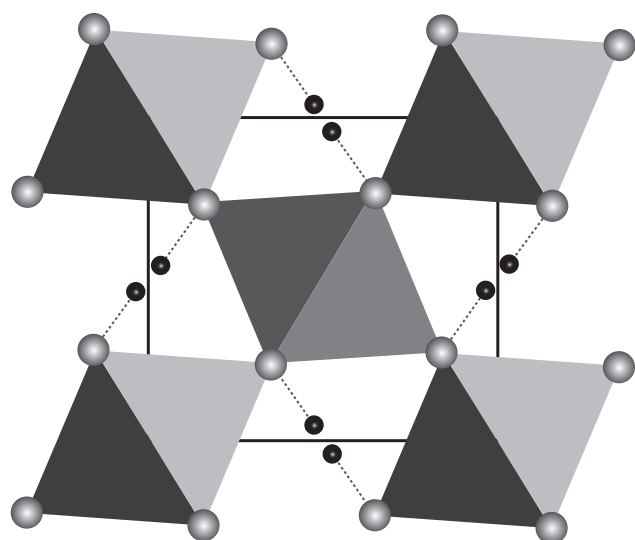


Рис. 13. Структура MgSiO_4H_2 (фаза H) в проекции вдоль [001], по [Bindi, et al., 2014]). Белые шарики — атомы O, черные — атомы H, связанные с атомами O и занимающие свои позиции с частичной заселенностью

упомянутых выше соединений, неустойчивых в условиях нижнемантийных давлений [Kaminsky, 2017], фаза H стала третьим представителем DHMS (наряду с суперводной фазой B и фазой D), присутствие которой допускается в нижней мантии [Nishi, et al., 2014; Ohtani, et al., 2014]. Ромбическая структура фазы H (рис. 13) характеризуется разупорядочением атомов Mg и Si в связанных по вершинам октаэдрах, образующих каркас типа CaCl_2 [Bindi, et al., 2014].

Алфавитные DHMS соединения образуются при различном давлении и температуре. Водный транспорт в мантии с их участием можно представить следующим образом. В погружаемых литосферных плитах вода в основном содержится в амфиболах, хлорите и антигорите, а затем в 10 Å фазе (ТАР). Далее в верхней мантии вода может переноситься фазой А и фиксироваться в фазе Е после обезвоживания фазы А, а в дальнейшем в переходной зоне

и частично в нижней мантии — в суперводной фазе В. В более глубоких горизонтах нижней мантии основными водными резервуарами становятся фазы D и H [Frost, Fei 1998; Ohtani, 2021; Ohtani, Ishii, 2024].

Хлорит — один из основных минералов верхней части погружаемой в процессе субдукции литосферной плиты. При его распаде в условиях повышенного давления и температуры выделяется значительное количество воды, которая фиксируется в других водных алюмо-силикатных соединениях. С этими представлениями связан интерес к фазообразованию в системе MASH ($\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). Сравнительно недавно в ней идентифицированы четыре новых, водосодержащих Mg-силикатов алюминия и алюмосиликатных фаз: HAPY (hydrous Al-bearing pyroxene) $\text{Mg}_{2.1}\text{Al}_{0.9}(\text{OH})_2\text{Al}_{0.9}\text{Si}_{1.1}\text{O}_6$ [Gemmi, et al., 2011]; 11,5 Å фаза $\text{Mg}_6\text{Al}(\text{OH})_7(\text{SiO}_4)_2$; Hyso (водный соросиликат) фаза $\text{Mg}_3\text{Al}(\text{OH})_3\text{Si}_2\text{O}_7$ [Gemmi, et al. 2016] и 23 Å фаза $\text{Mg}_{11}\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH})_{12}$ [Cai, et al., 2015]. Все они были синтезированы в диапазоне давлений и температур, соответствующих глубинам 150–250 км, т. е. глубже поля стабильности хлорита. Результаты их исследования позволили заключить, что связанный с субдукцией процесс дегидратации достаточно сложный и протекает ступенчато с участием указанных слоистых алюмосиликатов.

Структуры этих фаз во многом подобны и содержат два типа модулей. Модули первого типа представляют собой двойные диоктаэдрические слои, в которых в которых Mg-октаэдры соседних слоев связаны по граням. Второй тип модулей образован гетерослоями Т-О-Т, в которых центральный О-слой также состоящий из Mg-октаэдров — триоктаэдрический, тогда как разорванный Т-слой содержит изолированные SiO_4 тетраэдры. Примером их объединения в единый комплекс служит структура 11,5 Å фазы $\text{Mg}_6\text{Al}(\text{OH})_7(\text{SiO}_4)_2$, представленная на рис. 14.

Следует отметить, что уточненный состав и структурные характеристики 23-Å фазы $\text{Mg}_{12}\text{Al}_2(\text{OH})_{14}$

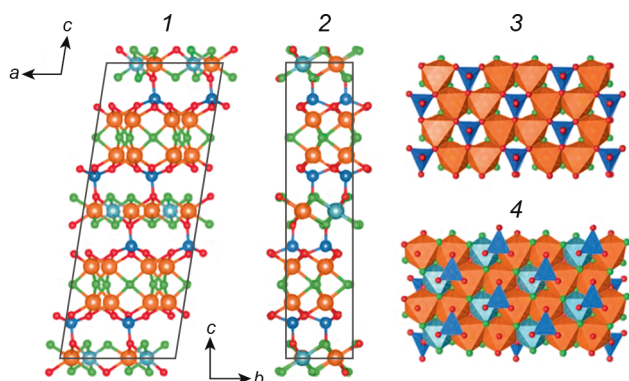


Рис. 14. Структура 11-Å фазы $\text{Mg}_6\text{Al}(\text{OH})_7(\text{SiO}_4)_2$: чередование двоянных октаэдрических O-O и гетерослоев Т-О-Т вдоль оси $c=23 \text{ \AA}$ (1 и 2); диоктаэдрический слой из Mg-октаэдров (оранжевый цвет); тетраэдры SiO_4 — синий цвет (3); триоктаэдрический слой из Mg- и Al-октаэдров (оранжевый и голубой цвета, соответственно) (4); по [Gemmi, et al., 2016]

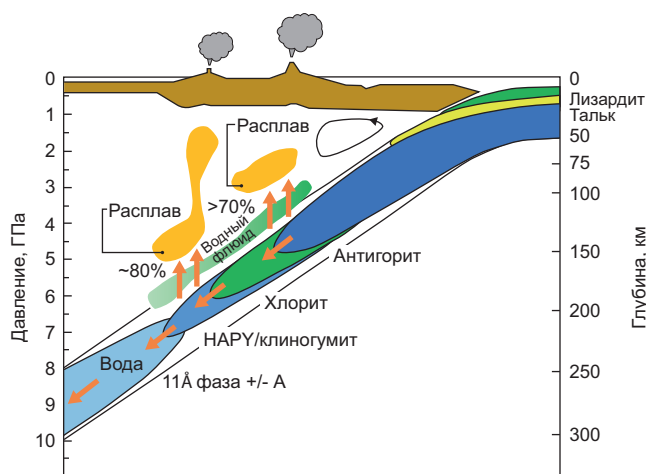


Рис. 15. Погружение разогретой океанической коры и связанные с ней минеральные трансформации (модифицировано на основе [Cai, Inoue, 2019]). Под термином «расплав» следует понимать «область магмагенерации», поскольку на этих глубинах нет магматических очагов. Аббревиатура НАРУ (hydrated Al-bearing phase) соответствует водной Al-содержащей фазе с составом $\text{Mg}_{2.1}\text{Al}_{0.9}(\text{OH})_2\text{Al}_{0.9}\text{Si}_{1.1}\text{O}_6$

$(\text{SiO}_4)_4$ [Cai, Inoue, 2019] оказались идентичны 11,5-Å фазе $\text{Mg}_6\text{Al}(\text{OH})_7(\text{SiO}_4)_2$ [Gemmi, et al., 2016], что дало основание рассматривать их как одно соединение. В обеих структурах практически одинаковый параметр элементарной ячейки $c = 23 \text{ \AA}$ [Cai, et al., 2015], и именно перпендикулярно ему идет чередование основных структурных элементов. По сравнению с хлоритом эта 11,5-Å фаза характеризуется более высоким отношением Mg/Si и содержит 13 масс. % воды.

Рассмотренные фазы могут существовать в субдуцированных плитах литосферной мантии (рис. 5), образуя следующий тренд структурных трансформаций: антигорит → хлорит → НАРУ / клиногумит → (11 Å = 23 Å фаза) / фаза А (рис. 15). В процессе погружения в интервале указанных глубин происходит дезинтеграция слоистых алюмосиликатов и освобождается водный флюид, который локально

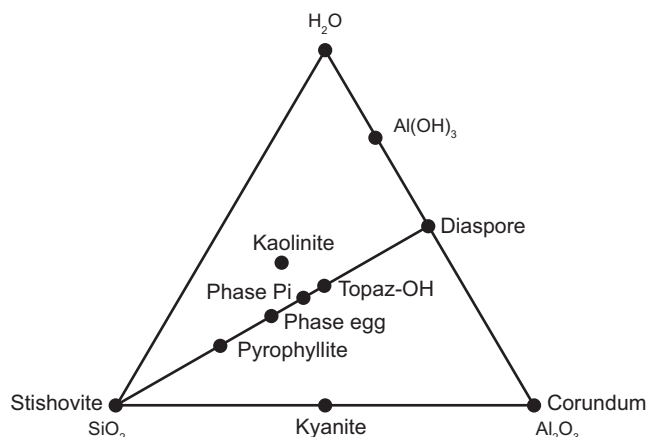


Рис. 16. Основные фазы в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ [Schmidt, et al., 1998]

снижает температуру плавления мантийных перидотитов.

В следующем разделе рассматриваются основные водосодержащие высокобарические Al-соединения, устойчивые при давлении, соответствующем нижним горизонтам переходной зоны и в верхней части нижней мантии.

Al-содержащие НР-фазы. В предыдущем разделе основное внимание было уделено DHMS фазам, полученным в системе $\text{MgO--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. Наряду с ними содержащиеся в погружаемых литосферных блоках гидратированные алюмосиликаты — флогопит, фенгит, лавсонит, пирофиллит и др., считаются возможными источниками воды, поступающей в мантию Земли. В связи с этим ряд соединений, относящихся к системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ (рис. 16), также рассматриваются как модельные аналоги водосодержащих мантийных фаз [Nishi, et al., 2014; Pamato, et al., 2015]. Среди них важное значение имеют три соединения: AlSiO_3OH — фаза Egg (названа по имени исследователя R.A. Eggleton, впервые синтезировавшего ее в 1978 г. [Eggleton, et al., 1978]), $\delta\text{-AlOOH}$ [Simonova, et al., 2020] и OH-топаз $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$ [Kaminsky, 2017].

Первоначально предполагалось, что эти три фазы устойчивы при давлении 5–21 ГПа и температуре $<1500^\circ\text{C}$ [Wünder, et al., 1993; Ono, 1999], т. е. в условиях верхней мантии и переходной зоны. В дальнейшем экспериментально была подтверждена устойчивость некоторых из них на значительно больших глубинах, соответствующих условиям нижней мантии [Kaminsky, 2017].

Содержащий гидроксильные группы топаз $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$ синтезирован при давлении 6–10 ГПа из смеси диаспора $\alpha\text{-AlOOH}$ и фазы $\pi\text{-Al}_3\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_3$ в процессе их взаимодействия с кремнеземом SiO_2 . Установлено, что полученные синтетические кристаллы устойчивы при повышении давления вплоть до 13 ГПа и температуры до 1500°C [Wünder, et al., 1993], что позволяет рассматривать топаз в качестве одного из важнейших транспортеров воды в условиях верхней мантии. Природный OH-топаз

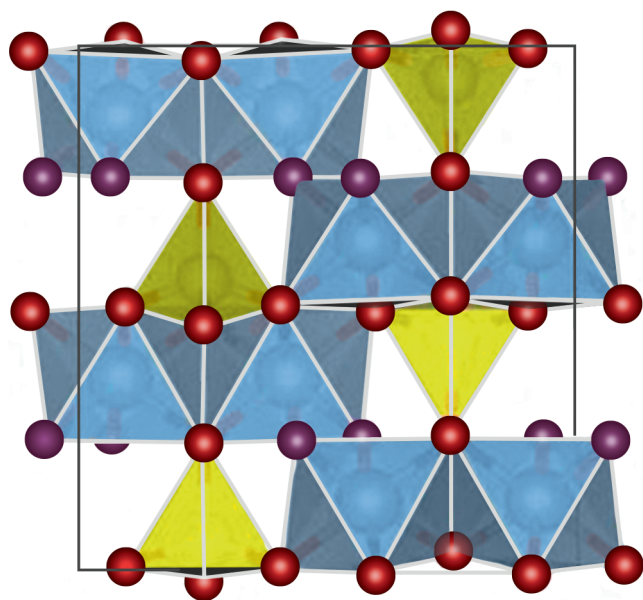


Рис. 17. Проекция структуры топаза на плоскость (100). Серым цветом выделены Al-октаэдр, а желтым цветом — SiO₄ тетраэдры

обладает широким полем стабильности вплоть до давления 12 ГПа и температуры 1100 °C [Huang, et al., 2020]. Наряду с фазой А топаз оказывается продуктом трансформации лавсонита при давлении >9 ГПа. При дальнейшем повышении давления и температуры происходит взаимодействие топаза-ОН с кремнеземом SiO₂ с образованием фазы Egg AlSiO₃OH, а далее при повышении температуры происходит дегидратация топаза и образование кианита Al₂SiO₅.

Структура топаза известна с конца 1920-х годов. Ее основу составляет 4-слойная плотнейшая упаковка АВАС из чередующихся слоев, образованных анионами кислорода и химически разнородных, содержащих одновременно OH и O и имеющих состав (OH)₂O (рис. 17). Важнейший структурный элемент топаза — ступенчатые колонки из попарно связанных по ребрам AlO₄(OH)₂ октаэдров, по форме напоминающие коленчатый вал. Связи между соседними колонками укрепляются с помощью SiO₄ тетраэдров, и в результате формируется полиэдрический каркас.

В наиболее глубоких частях переходной зоны фаза Egg AlSiO₃OH, найденная во включениях внутри глубинных природных алмазов из алмазоносной провинции Жуина (Juina), штат Мату-Гросу, Бразилия [Wirth, et al., 2007; Kaminsky, 2012], является одним из основных транспортеров воды в глубинных геосферах. Эта функция фазы Egg особенно может проявиться в породах, не содержащих рингвудит в нижней половине переходной зоны, минералы которой наиболее богаты водой [Pearson, et al., 2014; Smith, et al., 2016]. В то же время эксперименты при высоких давлениях и температурах подтверждают, что топаз-ОН и фаза Egg образуются в гидрослюдистой составляющей осадочных пород в верхней мантии начиная с глубин >150 км [Ono, 1998].

Для ряда DHMS соединений — фазы D [Pamato, et al., 2015], фазы H [Liu, et al., 2018] и сверхпроводной фазы В [Kakizawa, et al., 2021] характерно изоморфное замещение Mg на Al. Однако состав фазы Egg соответствует беспримесной формуле AlSiO₃OH и лишь в результате экспериментов при высоком давлении удалось синтезировать ее аналог с частичным замещением Al на Mg.

Как отмечено выше, в Al-содержащей системе Al₂O₃–SiO₂–H₂O (рис. 16) в условиях земной коры наиболее устойчивы содержащие анионы OH[–] слоистые силикаты каолинит и пиррофиллит. При повышении давления в этой системе зафиксировано образование сначала фазы *Pi* Al₃Si₂O₇(OH)₃, а затем — гидроксилсодержащего топаза Al₂SiO₄(OH)₂. При более высоком давлении 11 ГПа и температуре 700 °C получена фаза Egg AlSiO₃(OH) с отношением Al:Si = 1:1 [Eggleton, et al., 1978]. Дальнейшие исследования подтвердили ее устойчивость при давлении 17,7 ГПа и температуре 1300 °C [Schmidt, et al., 1998]. В связи с этими результатами предполагается, что фаза Egg может заместить OH-топаз и кианит в субдукционных литосферных блоках внутри переходной зоны.

Фаза Egg обладает плотной структурой, подобной стишовиту (рис. 18, а), и устойчива вплоть до давления 22 ГПа и температуры 1500 °C [Fukuyama, et al., 2017]. В ее Ga,Ge-аналоге GaGeO₃OH возможные структурные трансформации установлены при 4 и 14 ГПа [Spivak, et al., 2025]. Эксперименты, связанные с изучением субсолидусного взаимодействия между основными компонентами субдукционных блоков (перидотитом, базальтом срединно-океанических хребтов (MORB) и океаническими осадками) при давлении 24 ГПа и температуре 1400 °C, недавно позволили синтезировать Mg-содержащую фазу Egg с 35 % замещением Al на Mg [Bindi, et al., 2020] (рис. 18, б). Ее состав соответствует формуле (Al_{0,65}Mg_{0,35})SiO_{2,65}(OH)_{1,35} в результате изоморфного замещения по схеме: ^{VI}Al³⁺ → ^{VI}Mg²⁺ + H⁺. Полное замещение Al по этой схеме гипотетически должно привести к кристаллизации Mg-фазы Egg MgSiO₄H₂. Это соединение представляет собой полиморф фазы H, представителя Mg-содержащих «алфавитных» фаз, и может оказаться не только переносчиком, но и главным концентратором воды в переходной зоне [Welch, 2023]. Структура этой моноклинной фазы с молярным объемом, близким фазе H, была теоретически смоделирована. В отличие от фазы H, устойчивой в чрезвычайно широком интервале глубин, она может оказаться стабильной лишь в определенных химических обстановках внутри нижней мантии [Solomatova, et al., 2022].

Фаза Egg (AlSiO₃OH) [Eggleton, et al., 1978; Schmidt, et al., 1998] может присутствовать во всем диапазоне глубин мантийной переходной зоны и несколько ниже, но уже в верхней части нижней мантии при давлении 25–30 ГПа она распадается на δ-AlOOH и стишовит [Wang, et al., 2022; Sano, et al.,

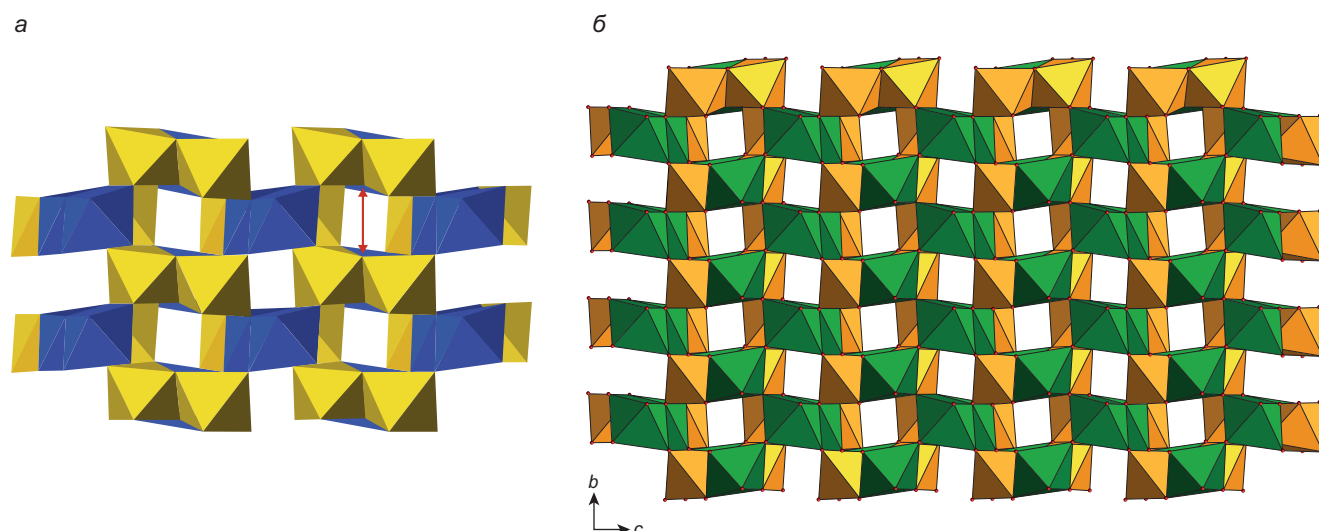


Рис. 18. Структура фазы Egg $\text{AlSiO}_3(\text{OH})$: AlO_6 октаэдры — желтый цвет и SiO_6 октаэдры — синий цвет. Красной стрелкой обозначена водородная связь $\text{O}-(\text{H})\dots\text{O}$ внутри каналов октаэдрического каркаса (а) [Welch, 2023]. Структура Mg-содержащей фазы Egg с колонками из связанных по ребрам октаэдров $(\text{Al,Mg})\text{O}_6$ (желтый цвет) и SiO_6 октаэдров (зеленый цвет) (б), по [Bindi, et al., 2020]

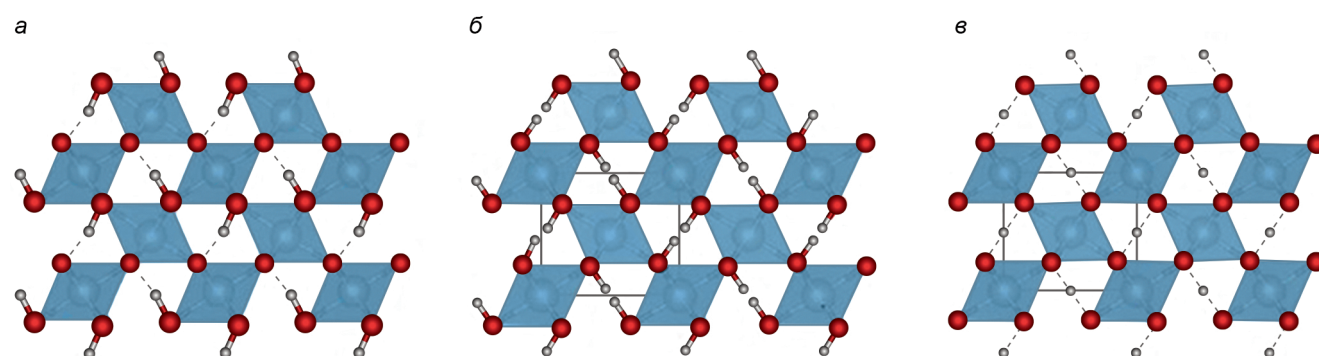


Рис. 19. Структура $\delta\text{-AlOOH}$ при атмосферном давлении, пространственная группа $P2_1/n$ (а) и при высоком давлении, пространственная группа $Pnnm$: с разупорядоченными Н-связями в интервале $P=9\text{--}18$ ГПа (б), а также при $P>18$ ГПа с симметричными Н-связями (в); по [Simonova, et al., 2020]

2004; Abe, et al., 2018]. Эта модификация $\delta\text{-AlOOH}$ была получена в результате реакции пиропа и воды при давлении 21 ГПа и температуре 1000 °С [Suzuki, et al., 2000]. В качестве сопутствующих ей соединений установлены мейджорит и фаза Egg. Плотность $\delta\text{-AlOOH}$ 3,533 г/см³ оказалась на 4,48 и 15,04 % выше, чем у $\alpha\text{-AlOOH}$ (диаспора) и $\gamma\text{-AlOOH}$ (бёмита), соответственно.

Фаза $\delta\text{-AlOOH}$ имеет широкое поле стабильности и считается из одним из основных транспортеров воды в нижнюю мантию вплоть до ее основания [Duan, et al., 2018]. В результате реакции между глиноземсодержащим бриджманитом и водой образуется обедненный глиноземом бриджманит со структурами типа перовскита и постперовскита, а также твердый раствор с участием $\delta\text{-AlOOH}$ и фазы Н ($\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2$), который обозначается как $\delta\text{-H}$ [Ohira, et al., 2014]. Между обоими компонентами этого твердого раствора есть очевидная структурная близость, определяемая их подобием со структурным типом CaCl_2 — ромбически искаженного рутила (рис. 19). При давлении 68 ГПа и температуре 1730 °С фаза $\delta\text{-H}$ твердый раствор содержит

56 мол. % $\delta\text{-AlOOH}$ и 44 мол. % фазы Н $\text{MgSiO}_2(\text{OH})_2$. Эти результаты имеют существенное значение, поскольку твердый раствор $\delta\text{-H}$ может сосуществовать с обедненным Al перовскитом и постперовскитом, способствуя водному транспорту непосредственно в основание нижней мантии. В дальнейшем было показано, что движение $\delta\text{-AlOOH}$ вместе с пирито-подобным FeOOH_x возможно еще глубже при P,T -параметрах 104–126 ГПа и 1750–2500 К в случае $\delta\text{-AlOOH}$, а также 112–123 ГПа и 1750–2300 К в случае FeOOH_x , т. е. фактически на границе мантия — ядро [Yuan, et al., 2019].

Водосодержащие минералы переходной зоны.

Мантия остается громадным резервуаром воды внутри Земли. Водород в форме H_2O и гидроксил-иона (OH^-) входит в состав многих минералов земной коры. Однако существенная часть воды в глубинах Земли содержится в виде OH^- -групп, участвующих в структурах номинально безводных минералов. Это прежде всего обычные силикатные минералы (оливин, гранат и пироксены), слагающие глубинные породы, с аналогичным гидрогранатовому замещением в кристаллической структуре кремнекислородных

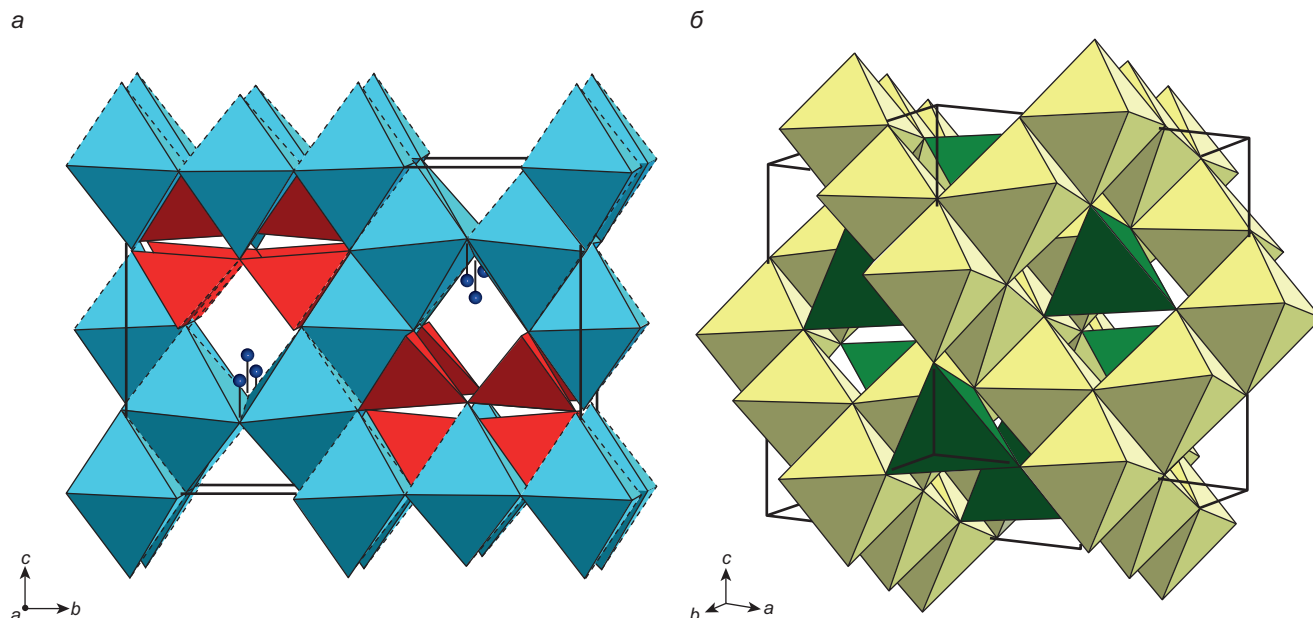


Рис. 20. Структура вадслеита $\beta\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ (а). Красным цветом выделены группы Si_2O_7 из связанных по вершинам тетраэдров, голубым цветом показаны Mg-октаэдры. Маленькие синие шары — протоны, дополняющие валентными усилиями анионы кислорода, не участвующие в SiO_4 тетраэдрах. Структурный тип шпинели (б)

тетраэдров $(\text{SiO}_4)^{4-}$ на несколько большие по размеру тетраэдры $(\text{H}_4\text{O}_4)^{4-}$ [Sclar, 1970; Рагозин и др., 2014; Pearson, et al., 2014]. Практически все номинально безводные минералы (NAM), включая основные мантийные минералы — оливин, пироксен, гранат, могут содержать водород, связанный с атомами кислорода в вершинах координационных полиэдров [Churakov, et al., 2003].

Учитывая огромную массу мантии Земли, даже минимальное количество воды, сосредоточенное в номинально безводных фазах в таком состоянии, может в несколько раз превышать количество воды в современной гидросфере, несмотря на дегазацию мантии в результате вулканической деятельности, происходившей особенно интенсивно в первые 500 млн лет формирования планеты [Allegre, et al., 1987].

Полученные при высоких давлениях рентгенографические данные позволяют заключить, что структура оливина оказывается устойчивой вплоть до давлений 13,8 ГПа, соответствующих глубинам ~410 км, ниже которых допускается образование вадслеита (β -фазы с оливиновым составом Mg_2SiO_4) с объединенными в диортогруппы Si-тетраэдрами (рис. 20, а). При этом в структуре вадслеита образованные исключительно октаэдрами слои чередуются со слоями из октаэдров и диортогрупп Si_2O_7 . Эта особенность полиэдрического каркаса вадслеита послужила основанием для первого названия его синтетического аналога — «модифицированная шпинель».

Соответствующий ракурс структуры шпинели представлен на рис. 20, б. Вадслеит рассматривается как важнейший компонент переходной зоны. Хотя вадслеит не содержит воду, его структурное исследо-

вание выявило недостаток в сумме валентных усилий у аниона O^{2-} , не участвующего в Si-тетраэдрах и координированного лишь пятью атомами Mg [Kudoh, et al., 1996]. Это позволило допустить вхождение в структуру некоторого количества протонов, образование групп OH^- и объяснить присутствие в минерале до 3 масс. % воды.

На больших глубинах внутри переходной зоны (520 км) происходит трансформация β -фазы в шпинелеподобную γ -модификацию оливина, рингвудит, характеризующуюся правильными Si-тетраэдрами и почти не искаженными катионными октаэдрами. Структурная преемственность в процессе этих переходов становится особенно понятной благодаря общим для оливина и для шпинели октаэдрическим колонкам из октаэдров. До недавнего времени не было реальных подтверждений присутствия воды, растворенной в глубинных силикатах. Однако в работе [Pearson, et al., 2014] было описано включение рингвудита в сверхглубинном алмазе из переходной зоны с содержанием воды более 1 %.

Помимо оливина, в последние годы было установлено, что в структурах некоторых других формально безводных минералов, таких как гранат, вадслеит и рингвудит, могут также содержаться гидроксильные группы OH . По ряду оценок в вадслеите и рингвудите (β -и γ - $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, соответственно) содержание воды достигает 1–2 масс. %. Поэтому они обычно упоминаются среди главных аккумуляторов воды в переходной зоне (410–660 км), запасы которой превышают объем мирового океана. При этом даже незначительное содержание воды (0,1 масс. %) в переходной зоне эквивалентно покрывающей всю поверхность Земли водной оболочке мощностью в 1 км. С кристаллохимической точки зрения эта осо-

бенность состава формально безводных вадслеита и рингвудита определяется заменой в их структурах части анионов O^{2-} на гидроксильные группы OH^- . Предпосылками для этого в структуре вадслеита служит присутствие атома O, который не участвует в SiO_4 тетраэдрах, а координирован лишь пятью атомами Mg и возможностью изоморфизма по схеме: $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+} + H^+$ [Smith, 1994]. Наряду с ней, согласно [Wang, et al., 2025] в водосодержащих алюмосиликатах из погружаемых в мантийную переходную зону вместе с литосферными плитами осадочных пород возможны замещения и по другим схемам: $Si^{4+} \rightarrow$ вакансия + $4H^+$; $Al^{3+} \rightarrow$ вакансия + $3H^+$, допускаемые, в частности, в топазе-ОН при давлении 17 ГПа и температуре 1800 °C.

Минералы нижней мантии. Детальный анализ источников воды и ее главных аккумуляторов в нижней мантии представлен в работе [Каминский, 2018]. При этом отмечено, что среди минералов нижней мантии преобладают номинально безводные бриджманит, ферропериклаз, дейвмаоит и стишовит [Lin, et al., 2020], присутствие которых подтверждено их находками в кристаллах алмаза. Однако современные спектроскопические данные указывают на вхождение в их структуры гидроксильных групп OH^- и, таким образом, присутствие воды в бриджманите оценено в 0,14–0,18 масс. %, а в ферропериклазе и стишовите — на 1–2 порядка меньше. Среднее содержание воды в нижней мантии составляет всего ~0,15 масс. % [Каминский, 2018]. Тем не менее, учитывая более, чем 2000 км мощность нижней мантии количество запасенной в ней воды в разы превышает массу океанов на поверхности Земли.

Как отмечено выше, некоторое количество воды поставляется в нижнюю мантию погружающимися литосферными плитами. Вода, выделяющаяся при распаде антигорита, минералов группы гумита и других фаз, в холодных зонах субдукционных плит с температурой обычно ~550 °C и давлением ~5,1 ГПа становится не только компонентом состава более плотных гидратированных магнелиевых силикатных фаз (DHMS), таких как фазы A, E, D, суперводная фаза B и H, но и может быть перенесена ниже сейсмического разрыва 660 км [Frost, 1999; Komabayashi, et al., 2005].

Однако эти Mg,Si-соединения разрушаются при температурах ниже, чем типичные мантийные геотермы (рис. 21), и, как следствие, они не могут становиться долгосрочными резервуарами воды в нижней мантии. Поэтому возникает важный вопрос, могут ли они образовать твердые растворы, которые способны повысить их термическую стабильность в нижнемантийных условиях. Оказалось, что одним из потенциальных стабилизирующих компонентов водосодержащих фаз при нижнемантийных давлениях является Al. Например, Al-содержащая Mg-фаза D разрушается при температуре ~1 600 °C, что примерно на 200 °C выше, по сравнению с беспримесной Mg-фазой D. Одна из наиболее высо-

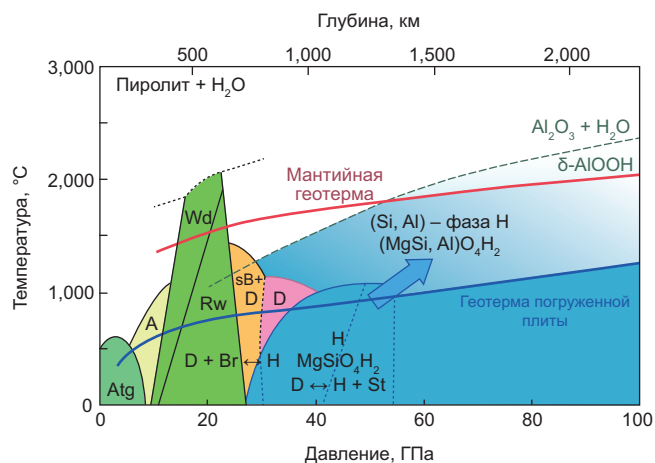


Рис. 21. Поля устойчивости основных водосодержащих фаз в системе пиролиз + 2 % H₂O внутри погружаемых в процессе субдукции плит вплоть до глубинных частей нижней мантии, по [Nishi, et al., 2014]. Геотермы рассчитаны для внутренних частей более холодных погруженных литосферных плит; их наружные верхние области сильно гидратированы в результате взаимодействия с морской водой. A, D, H — «алфавитные» фазы, sB — суперводная фаза B, Atg — антигорит, Br — бриджманит, Wd — вадслеит, Rw — рингвудит, St — стишовит

кобарических «алфавитных» фаз H, характерная в первую очередь для нижней мантии, также может содержать Al, образуя более термостойкий твердый раствор с изоструктурной ей фазой δ-AlOOH.

Фаза D содержит более 10 масс. % H₂O, но как компонент нижней мантии она стабильна только в погруженных холодных плитах на глубинах менее 1200 км. Кроме того, экспериментально подтверждено, что синтетические аналоги важнейших компонентов нижней мантии (формально безводного перовскитоподобного бриджманита MgSiO₃ и магнезиевюстита (Mg,Fe)O) содержат около 0,2 масс. % H₂O, а в синтетическом аналоге дейвмаоита CaSiO₃ это количество возрастает до 0,4 масс. % [Murakami, et al., 2002]. Полосы поглощения гидроксильных групп OH в этих кристаллах с составами, соответствующими Mg-перовскиту и магнезиевюститу были подтверждены данными инфракрасных спектроскопических исследований. Таким образом, в нижней мантии Земли может храниться примерно в пять раз больше воды, чем в современных поверхностных океанах. Поля устойчивости главных водосодержащих соединений внутри большей части нижней мантии приведены на рис. 21.

Результаты изучения устойчивости при высоких давлениях и температурах водосодержащих минералов осадочных пород и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) указывают на возможность связанных с ними фазовых трансформаций. В подверженных этим воздействиям гидратированных осадочных породах стабильной водосодержащей фазой при давлении 15 ГПа является фаза Egg (AlSiO₃OH) [Ono, 1998]. Проведенное исследование методом рентгеновской дифракции in situ с использованием синхротронного рентге-

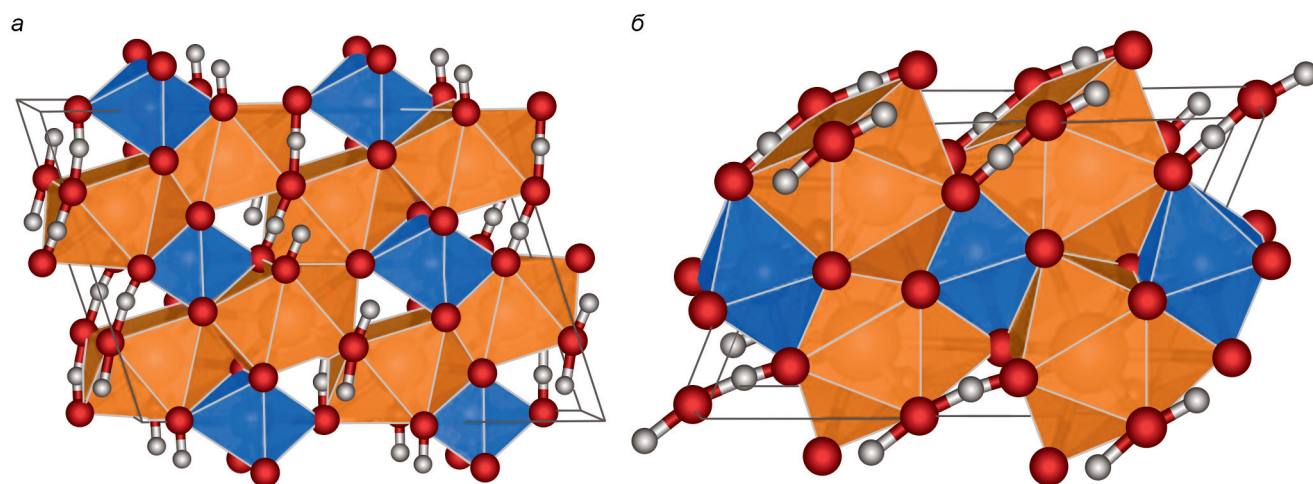


Рис. 22. Структуры полиморфов $\text{Mg}_2\text{SiO}_5\text{H}_2$: а — α , б — β (с разрешения издателя [Li, et al., 2022])

новского излучения обнаружило, что фаза Egg стабильна, по крайней мере, до 31 ГПа и далее в верхних горизонтах нижней мантии распадается на $\delta\text{-AlOOH}$ и стишовит при еще более высоком давлении [Abe, et al., 2018; Suzuki, 2022].

Следует напомнить, что верхняя мантия по сравнению с переходной зоной рассматривается как относительно сухая [Litasov, Ohtani, 2003]. Переходная зона, наоборот, считается основным аккумулятором воды благодаря ее высокому содержанию (2–3 масс. %) в вадслеите и рингвудите $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ [Kohlstedt, et al., 1996]. Однако способность нижней мантии накапливать воду остается предметом дискуссионным. Ее содержание в перидотитах этой оболочки оценивается в 0,12 масс. % или максимально $3,62 \times 10^{24}$ г в нижней мантии [Litasov, Ohtani, 2003]. Это количество в 2,6 раза больше современной массы океанов и сопоставимо с содержанием воды, потенциально сосредоточенной в переходной зоне.

Состав перидотита нижней мантии включает ~80 масс. % Mg-перовскита (бриджманита), ~15 масс. % ферропериклаза и ~5 масс. % Ca-перовскита (дейвмаюита) [Frost, Myhill, 2016]. Среди этих минералов наибольшее содержание воды допускается в Ca-перовските, за которым следуют Mg-перовскит и ферропериклаз. В частности содержание H_2O в Al-содержащем аналоге Ca-перовскита, синтезированном при давлении 25 ГПа и температуре 1900 °C, составляет около 0,51 масс. %, а в Mg-перовските оно лежит в интервале 0,14–0,18 масс. %. Хотя содержание воды в ферропериклазе ~ в 10 раз меньше по сравнению с перовскитом, отмечено, что оно также растет с увеличением примеси Al и при повышении температуры. Примесь Al в этих образцах неслучайна, поскольку замена Si и Mg на Al или Fe^{3+} соответственно в перовските и в периклазе может привести к образованию кислородных дефектов, которые потенциально способны поглощать водород. Поэтому растворимость H_2O увеличивается с ростом содержания Al^{3+} или Fe^{3+} [Litasov, Ohtani, 2003].

Согласно [Каминский, 2018], одним из возможных источников воды в нижней мантии может быть первичная вода, сохранившаяся в ней, начиная с ранней стадии развития Земли. Модельные представления о связанном с этим заключением процессе представлены ниже.

Водосодержащие минералоподобные фазы ранней Земли. Изучение водосодержащих фаз, возможных в самых глубоких геосферах, расширяет представления о геологической истории Земли. Как отмечено выше, близкое отношение дейтерия к водороду (D/H) у воды на Земле и у водосодержащих минералов хондритовых метеоритов указывает на вероятность ее космического происхождения. Однако разогрев Земли в процессе ее аккреции должен был привести к испарению воды из таких минералов, а сохраниться она могла лишь на самой ранней стадии ее геологической истории в глубинных геосферах. При этом в качестве возможных водных резервуаров рассматриваются водосодержащие Mg-силикаты, поскольку Mg, Si и O являются наиболее распространенными химическими элементами в мантии Земли.

Согласно результатам теоретического моделирования [Li, et al., 2022], в раннюю эпоху эволюции Земли могли сформироваться два полиморфа $\text{Mg}_2\text{SiO}_5\text{H}_2$ (α - и β -), содержащие 11 % H_2O и стабильные при очень высоких давлениях 262–338 ГПа и >338 ГПа, соответственно. Они также могли накапливать значительные количества воды, и их структуры, содержащие восьмивершинные (Mg,O)-полиэдры (двухшапочные тригональные призмы в α -полиморфе), девятивершинные (Mg,O)-полиэдры (сдвоенные квадратные антипризмы в β -полиморфе) и октаэдры SiO_6 , показаны на рис. 22.

Соответствующая модель образования воды в недрах Земли, связанной с этими силикатами, может быть кратко изложена следующим образом (рис. 23). В первые десятки миллионов лет истории Земли, когда расплавленное железо опускалось в центр

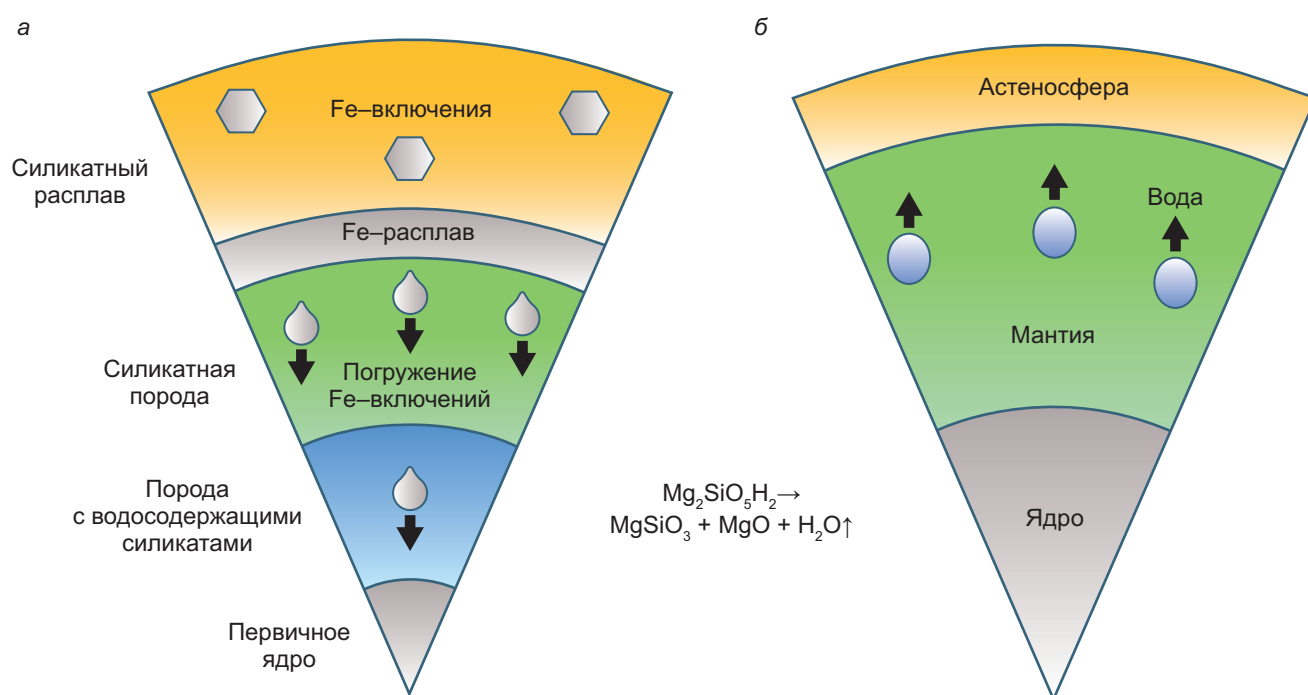


Рис. 23. Модель образования воды с участием полиморфов $\text{Mg}_2\text{SiO}_5\text{H}_2$ (с разрешения издателя [Li, et al., 2022]). Ранняя Земля: высокотемпературная стадия дифференциации вещества с формированием первичного ядра (а) и после формирования ядра (б)

планеты, а более легкие силикаты перемещались в область меньших глубин, предсказанное соединение $\text{Mg}_2\text{SiO}_5\text{H}_2$ было вытеснено в менее плотные зоны и постепенно начало разлагаться. Давление в мантии, куда оно переместилось из прото-ядра, было слишком низким для его существования. Бриджманит, периклаз и вода — наиболее вероятные продукты его распада.

Через 100 миллионов лет вода вышла на поверхность Земли. В этом случае вода сохранилась под ударами астероидов, так как в эту эпоху она еще не достигла поверхности. Стоит добавить, что Марс слишком мал, чтобы создать высокое давление, необходимое для стабильности таких водных высокобарических Mg-силикатов.

Поскольку Mg, Si и O являются одними из наиболее распространенных химических элементов в мантии Земли, водоносные Mg-силикаты рассматриваются как возможные резервуары H_2O на разных этапах геологической истории.

Содержание воды в ядре Земли. Присутствие воды в глубинных оболочках существенно влияет на геодинамику нашей планеты, во многом определяя упругие и электропроводящие свойства мантийных пород. Современные оценки бюджета и распределения воды на Земле имеют большие неопределенности, большая часть которых связана с недостатком информации о глубинах Земли. Последние исследования показывают, что Земля могла получить значительное количество воды на ранних этапах своей эволюции из богатой водородом солнечной туманности и что значительная часть присутствующей в Земле воды могла попасть в ее ядро [Li, et al., 2020]. Тем самым оно может выступать в качестве основного водного резервуара.

Приведенные в [Li, et al., 2020] расчеты распределения воды между железом, главным компонентом ядра Земли, и силикатным расплавом при давлении 20–135 ГПа и температуре 2 800–5 000 К указывают на ее сидерофильную природу. Железо — наиболее распространенный химический элемент в ядре Земли, в составе которого он имеет ~85,5 масс. % [Пущаровский, 2019]. Соответственно 95 масс. % воды, присутствующей в ядре, должно быть сосредоточено в форме закаленных соединений с общей формулой FeH_x . Конечно, это значение зависит от количества воды, растворенной в силикатном расплаве при формировании ядра, что в свою очередь связано с процессами аккреции Земли и мантийной дифференциацией. Это означает, что если один водный океан, который мы видим на поверхности Земли, выделился из мантии во время или сразу после формирования ядра, то ядро должно содержать минимум пять водных океанов.

Присутствие большого количества водорода в ядре может изменить его сейсмические, электрические и тепловые свойства. В настоящее время состав ядра остается дискуссионным, поскольку у него наблюдается дефицит значений плотности и пониженные скорости сейсмических волн. Вместе с тем, при содержании водорода ~1 масс. % во внешнем ядре достигается соответствие между расчетными и измеренными величинами сейсмических скоростей и плотности [Umemoto, Hirose, 2015]. Таким образом, подтверждается заключение о том, что водород может быть основным легким элементом в ядре. Значения плотности ядра могут быть получены на основе его предполагаемого химического состава, а также исходя из закона Ф. Бёрча, устанавливающего линейную зависимость между скоростью

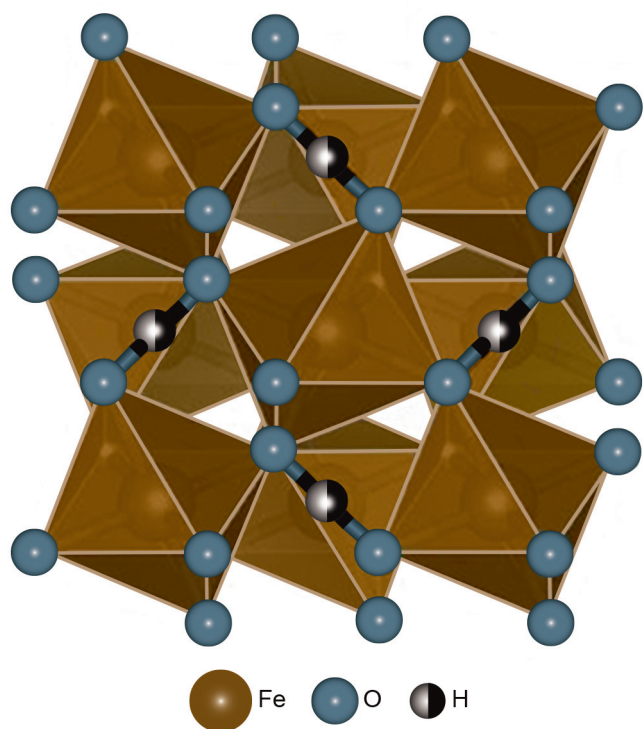


Рис. 24. Структурный тип пирита, в котором может кристаллизоваться FeO_2 — продукт трансформации гетита при давлении 76 ГПа. В данном случае структура соответствует химической формуле $\text{FeO}_2\text{H}_{0,5}$ с коэффициентом заселенности 0,5 у атомов водорода, показанных наполовину закрашенными черном цветом маленькими шарами, по [Hu, Liu, 2021]

продольных сейсмических волн в горных породах и их плотностью. Приведенное выше допущение сопровождается несколько неожиданными выводами, поскольку присутствие 1 масс. % водорода в ядре эквивалентно содержанию водорода в ~130 океанах воды. Используя приведенные в [Li, et al., 2020] коэффициенты распределения водорода между железом и магматическим расплавом при 50 ГПа и 3 500 К, получается, что содержание воды в мантии равно ~23 океанам воды. Учитывая, что сейчас на поверхности находится один океан, это означает, что в нынешней мантии должно быть 22 океана воды, что превышает даже самые оптимистичные пределы насыщения водой мантии, если только бриджманит не способен включить в себя гораздо больше воды, чем предполагается в настоящее время.

Возможные источники воды в ядре, а это могут быть не только молекулы H_2O , но также катионы H^+ и группы OH^- , в последние годы рассматриваются в ряде публикаций. Результаты проведенных экспериментов позволили заключить, что соединения с основными пороодообразующими элементами, такими как Fe и O, обладают весьма необычной стехиометрией при повышении давления до нескольких десятков ГПа [Lavina, et al., 2011]. Первоначально предсказанная в бинарной системе Fe — O пиритоподобная фаза FeO_2 была в дальнейшем получена экспериментально в соответствии с реакцией $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{O}_2 = 4\text{FeO}_2$ при давлениях выше 75 ГПа,

которые эквивалентны глубинам 1800–2900 км [Hu, et al., 2016], т. е. глубоким горизонтам внутри нижней мантии.

Первый этап образования этого соединения в мантии может быть связан с формированием гетита FeOOH в результате реакции гематита, наиболее распространенного оксида железа, и воды на поверхности Земли. Далее в процессе субдукции гетит вместе с погружаемой плитой переносится в мантию, где на глубине более 1800 км образуется богатый кислородом плотный оксид железа FeO_2 , со структурой пирита (рис. 24) и водород: $2\text{FeOOH} = 2\text{FeO}_2 + \text{H}_2$. Тяжелый оксид FeO_2 погружается дальше, до уровня D'', т. е. до границы мантия–ядро, а освободившийся водород движется вверх, в сторону поверхности (рис. 25). Необычным свойством оксида FeO_2 является его способность принимать в своей плотной структуре такие легкие элементы, как H и He с образованием тройных соединений FeO_2H [Hu, et al., 2017; Nishi, et al., 2017] и FeO_2He [Zhang, et al., 2018]. В результате, по прогнозам, эти фазы являются кандидатами на сохранение легких летучих элементов в глубоких недрах Земли.

Вместе с тем несколько позже трансформация гетита была рассмотрена на основе иного процесса [Nishi, et al., 2017]. При этом экспериментально была установлена возможность образования полиморфа FeOOH также с пиритовой структурой (рис. 24) в интервале давлений 120–130 ГПа и температур 1400–1500 К, т. е. в условиях нижней мантии. В основании мантии этот пиритоподобный диоксид трансформируется в $\eta\text{-Fe}_2\text{O}_3$ со структурой постперовскита, освобождая молекулу H_2O . Этот процесс, протекающий на границе мантия–ядро, может способствовать присутствию водорода во внешнем ядре и образованию гидрида железа FeH_x со структурой, построенной по принципу двойной гексагональной плотнейшей упаковки [Nishi, et al., 2017]. При взаимодействии железа и воды при меньшем давлении 78 ГПа и температуре 2 000 К образуется смесь этого гидрида FeH_x с FeO_2H_x со структурой пирита [Yuan, et al., 2019].

Эти результаты можно связать с геохимией водорода. Согласно современным геохимическим данным, содержание водорода в Земле оценивается в 0,03 масс. %. При этом в мантии, составляющей большую часть объема планеты, эта величина не превышает 0,01 масс. %, тогда как в ядре она увеличивается до 0,06 масс. %. Соответственно, по некоторым оценкам, количество водорода в ядре должно быть в 10 000 раз больше по сравнению с гидросферой [Nishi, et al., 2017].

Заключение. Очевидно, что формы концентрации водорода в глубинных оболочках Земли, по-прежнему, остаются предметом для будущих дискуссий. Вместе с тем уже сейчас рассмотренные результаты изучения этой проблемы расширяют представления о процессах, связанных с землетрясениями, вулканической активностью, поддержанием

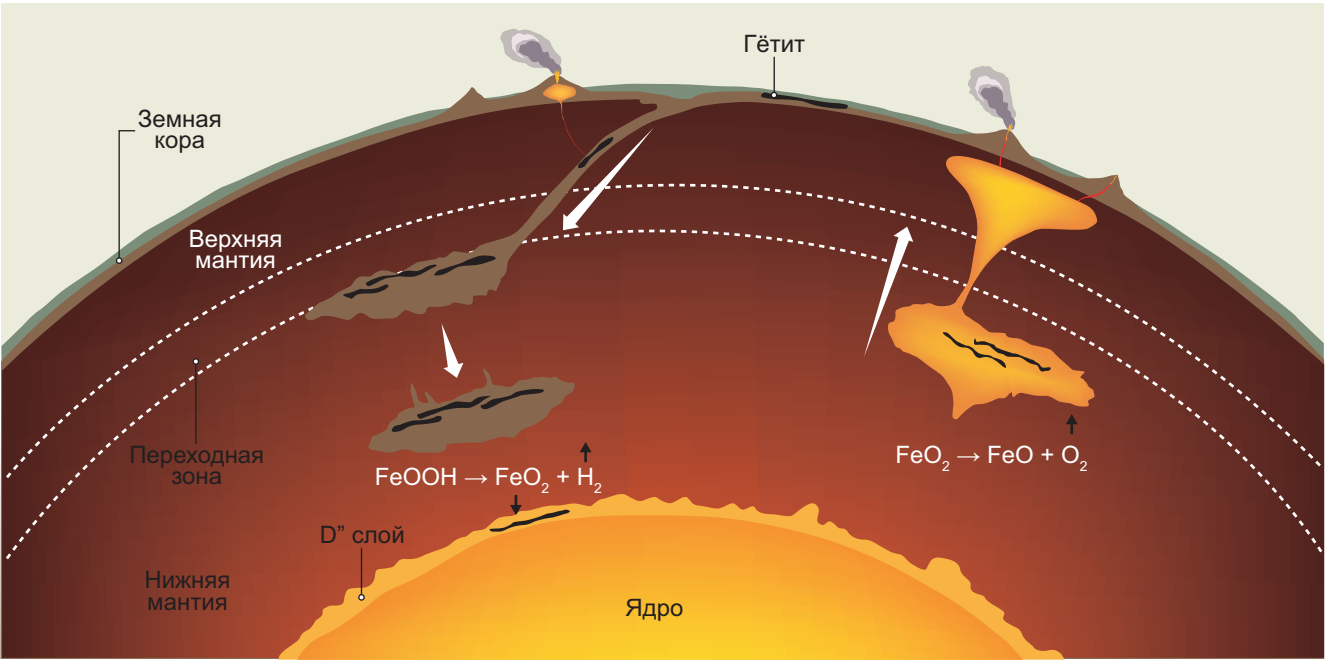


Рис. 25. Формализованное представление трансформации гетита в условиях нижней мантии с образованием FeO₂ (структурный тип пирита, по [Hu, et al., 2016; Yagi, 2016])

Таблица 1

Основные аккумуляторы воды в глубинных геосферах

Земная оболочка	Минерал	Формула	Содержание воды (масс. %)	Давление(ГПа)/ Температура, К
Кора и верхняя мантия	Антигорит	Mg ₆ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₈	12	0 — 6/900
	Хлорит	Mg ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈	13	0 ~5/ ~1100
	Тальк	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	4,8	0 ~6/ ~1100
200 км	10 Å фаза (ТАР)	Mg ₃ Si ₄ O ₁₄ H ₆	13	4 ~7/ ~1000
	Mg-сурсассит	Mg ₅ Al ₅ Si ₆ O ₂₁ (OH) ₇	7,2	5 ~10/ ~1000
	Лавсонит	CaAl ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₂ ·H ₂ O	11,5	8/1070
	НАРУ (водный Al-пироксен)	Mg _{2,1} Al _{0,9} Si _{1,1} O ₆ (OH) ₂	8,4	5,4/720
	Фенгит	K(Al,Mg) ₂ (OH) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀	4,5-5	11/1170
	11,5 Å (23 Å) фаза	Mg ₆ Al(SiO ₄) ₂ (OH) ₇	13	6,5~12/700~1000
	Фаза Нусо (водный соросиликат)	Mg ₃ AlSi ₃ O ₇ (OH) ₃	7,1	6,5/700
	Хондродит	Mg ₅ Si ₂ O ₈ (OH) ₂	5,3	9~13/1000~1400
	Клиногумит	Mg ₉ Si ₄ O ₁₆ (OH) ₂	2,9	4~12/~1300
Глубинная часть верхней мантии и переходная зона	Фаза А	Mg ₇ Si ₂ O ₈ (OH) ₆	12	6 ~14/1100
	Фаза В	Mg ₁₂ Si ₄ O ₁₉ (OH) ₂	2,4	11 ~16/1300
	Суперводная фазаВ	Mg ₁₀ Si ₃ O ₁₄ (OH) ₄	5,1	20/1300
	Фаза D	Mg _{1,14} Si _{1,73} H _{2,81} O ₆	17	15 ~40/1300
	Фаза E	Mg _{2,3} Si _{1,25} H _{2,4} O ₆	11	15/1200
	Фаза Egg	AlSiO ₃ OH	7,5	13 ~30/ ~1900
	Вадслеит	Mg ₂ SiO ₄	1,8-2,3	16,5/1673
	Рингвудит	Mg ₂ SiO ₄	1,0-1,25	16,5/1673
Нижняя мантия	Фаза δ-AlOOH	AlOOH	15	15 ~142/ ~2500
	Фаза Н	MgSiO ₂ (OH) ₂	10	40 ~60/ ~1600
	Твердый р-р Н-δ	(Mg _{0,07} Si _{0,07} Al _{0,86})OOH	15	15 ~128/2200
	Бриджманит	MgSiO ₃	0,14-0,18	25/1673
	Пост-перовскит	MgSiO ₃	1-2	125/2500
	Ферропериклаз	(Mg,Fe)O	0,2	25,5/1973
	Дейвмаоит	CaSiO ₃	0,4-0,51	25,5/~1900
	Стишовит	SiO ₂	<~0,18	<75-80/~2500

Примечание. При составлении таблицы использованы данные из работ [Ohtani, 2021; Ohtani, Ishii, 2024; Litasov, Ohtani, 2003; Каминский, 2018; Townsend, et al., 2016].

водного баланса планеты и о других актуальных вопросах современной геологии.

Представленные выше данные о главных аккумуляторах воды глубинных геосфер в несколько формализованной форме можно обобщить в виде таблицы.

В мало-глубинных частях верхней мантии (глубина <100 км) вода хранится в основном в водосодержащих минералах со слоистыми структурами. В более глубоких ее частях (>200 км) транспорт воды осуществляется преимущественно с их участием, например, фенгитом (максимальное давление и температура ~11 ГПа/900 °C), а также лавсонитом ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, ~8 ГПа/800 °C [Schmidt, 1995]), фазой А ($\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$, 14 ГПа/800 °C), 10 Å фазой ТАР ($\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 6,7 ГПа/700 °C) и 11,5 Å фазой.

Верхнемантийные перидотиты в составе погружаемых плит внутри переходной зоны могут сохранять H_2O на больших глубинах в таких соединениях, как «алфавитные» DHMS фазы (суперводная фаза В, фаза D ($\text{Mg}_{1.14}\text{Si}_{1.73}\text{H}_{2.81}\text{O}_6$, 14 ГПа/800 °C), фаза Е (15 ГПа/930 °C), фаза Egg ($\text{AlSiO}_3(\text{OH})$, максимальное давление и температура ~30 ГПа/1600 °C) [Ohtani, 2021]. Однако в фиксации воды в переходной зоне важная роль принадлежит номинально безводным минералам NAMs (вадслеит, рингвудит), поскольку фазы DHMS оказываются неустойчивыми при высоких мантийных температурах 1300–1500 °C [Bolfan-Casanova, et al., 2000].

Мантийная переходная зона, благодаря способности накапливать воду номинально безводными ми-

нералами (NAMs) представляет собой ее важнейший резервуар, особенно в сравнении с верхней мантией, а также с континентальной или океанической корой. Вместе с тем количество воды в нижней мантии остается весьма дискуссионным. Согласно [Peslier, et al., 2017] верхняя мантия содержит ~0,1 океанической массы ($1,2 \times 10^{23}$ г H_2O), мантийная переходная зона — 0,9–1,4 океанической массы ($(12,6\text{--}20) \times 10^{23}$ г H_2O), а по отношению к нижней мантии эта оценка выглядит еще менее определено: 0,2–4,5 океанической массы ($(3,0\text{--}61) \times 10^{23}$ г H_2O). Эта характеристика нижней мантии в целом совпадает с данными работы [Каминский, 2018] — $45,45 \times 10^{23}$ г H_2O , что эквивалентно ~3,3 современной массы океанов. При сравнении этих величин для оценки уровня насыщения водой следует принимать во внимание мощность соответствующих глубинных геосфер.

Очевидно, что присутствие и транспорт воды в глубинных земных оболочках, являющихся ее крупным потенциальным резервуаром, представляется крайне важным для оценки водного баланса и изменений уровня мирового океана, как в современной, так и в докембрийской геологической истории Земли.

Благодарности. Автор благодарен членам-корреспондентам РАН Ф.В. Каминскому и Н.Н. Еремину, профессорам А.Л. Перчуку и Н.В. Зубковой за советы и обсуждение этой работы.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества / Отв. ред.: М.И. Кузьмин, В.В. Ярмолюк. Новосибирск: Гео, 2021. 327 с.

Каминский Ф.В. Вода в нижней мантии // Геохимия. 2018. № 12. С. 1099–1117.

Пушаровский Д.Ю. Железо и его соединения в ядре Земли: новые данные и идеи // Геохимия. 2019. Т. 64, № 9. С. 936–947.

Пушаровский Д.Ю. Минералогическая кристаллография. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2020. 342 с.

Пушаровский Д.Ю. Новые высокобарические полиморфные модификации магнетита, ильменита, оливина, пироксенов и полевых шпатов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 3. С. 3–12.

Рагозин А.Л., Каримова А.А., Литасов К.Д. и др. Сохранение воды в минералах мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 4. С. 549–567.

Ращенко С.В. $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (10 Å фаза) как резервуар H_2O в мантийных условиях: образование, структура и стабильность по данным экспериментов in situ: Автореф. канд. дисс. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2015.

Хейзен Р. История Земли. От звездной пыли к живой планете. Первые 4 500 000 000 лет. М.: Альпина нон-фикшн, 2016. 346 с.

Хусина Н.Р., Вирт Р. Нановключения высокобарного гидросиликата $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (10 Å-фаза) в мантийных оливинах: механизмы образования и трансформации // Геохимия. 2008. № 4. С. 355–363.

Abe Y., Matsui T. Early evolution of the Earth: accretion, atmosphere formation, and thermal history // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91(B13). P. 291–302.

Abe R., Shibasaki Y., Ozawa S., et al. In situ X-ray diffraction studies of hydrous aluminosilicate at high pressure and high temperature // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2018. Vol. 113. P. 106–111.

Alexander C.M.O'D., Bowden R., Fogel M.L., et al. The Provenances of Asteroids, and Their Contributions to the Volatile Inventories of the Terrestrial Planets // Science. 2012. Vol. 337. N 6095. P. 721–723.

Allegre C.J., Hamelin B., Provost A., Dupre B. Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 81. P. 319–337.

Bindi L., Bendeliani A., Bobrov A., et al. Incorporation of Mg in phase Egg, AlSiO_3OH : Toward a new polymorph of phase H, MgSiH_2O_4 , a carrier of water in the deep mantle // Amer. Mineral. 2020. Vol. 105. P. 132–135.

Bindi L., Nishi M., Tsuchiya J., Irifune T. Crystal chemistry of dense hydrous magnesium silicates: The structure of phase

H, MgSiH_2O_4 , synthesized at 45 GPa and 1000 °C // *Amer. Mineral.* 2014. Vol. 99(8–9). P. 1802–1805.

Bolfan-Casanova N., Keppler H., Rubie D. Water partitioning between nominally anhydrous minerals in the $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system up to 24 GPa: implications for the distribution of water in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 182. P. 209–221.

Cai N., Inoue T. High-pressure and high-temperature stability of chlorite and 23-Å phase in the natural chlorite and synthetic MASH system // *C. R. Geoscience.* 2019. Vol. 351. P. 104–112.

Cai N., Inoue T., Fujino K., et al. A possible new Al-bearing hydrous Mg-silicate (23 angstrom phase) in the deep upper mantle // *Amer. Mineral.* 2015. Vol. 100. P. 2330–2335.

Churakov S., Khisina N., Urusov V., Wirth R. First-principles study of $(\text{MgH}_2\text{SiO}_4) \cdot n(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$ hydrous olivine structures. I. Crystal structure modelling of hydrous olivine Hy-2a $(\text{MgH}_2\text{SiO}_4) \cdot 3(\text{Mg}_2\text{SiO}_4)$ // *Phys. Chem. Miner.* 2003. Vol. 30. P. 1–11.

Domanik K.J., Holloway J.R. The stability and composition of phengitic muscovite and associated phases from 5.5 to 11 GPa: Implications for deeply subducted sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1996. Vol. 60. P. 4133–4150.

Drake M.J. Origin of water in the terrestrial planets // *Meteoritics & Planetary Science.* 2005. Vol. 40, No. 4. P. 1–9.

Duan Y., Sun N., Wang S., et al. Phase stability and thermal equation of state of $\delta\text{-AlOOH}$: implication for water transportation to the Deep Lower Mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 494. P. 92–98.

Eggleton R.A., Boland J.N., Ringwood A.E. High pressure synthesis of a new aluminium silicate: $\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{17}(\text{OH})$ // *Geochem. J.* 1978. Vol. 12. P. 191–194.

Finger L.W., Hazen R.M., Prewitt C.T. Crystal structures of $\text{Mg}_{12}\text{Si}_4\text{O}_{19}(\text{OH})_2$ (phase B) and $\text{Mg}_{14}\text{Si}_5\text{O}_{24}$ (phase AnhB) // *Amer. Mineral.* 1991. Vol. 76(1). P. 1–7.

Finger L.W., Ko J., Hazen R.M., et al. Crystal chemistry of phase B and an anhydrous analogue: implications for water storage in the upper mantle // *Nature.* 1989. Vol. 341. P. 140–142.

Frost D.J. The stability of dense hydrous magnesium silicates in Earth's transition zone and lower mantle. Mantle petrology: field observations and high pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd // *Geochem. Soc.* 1999. Spec. Issue. P. 283–296.

Frost D.J., Fei Y. Stability of phase D at high pressure and high temperature // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 7463–7474.

Frost D.J., Myhill R. Chemistry of the Lower Mantle // *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core.* Eds.: Terasaki H. and Fischer R.A. Ch. 18. American Geophysical Union. John Wiley & Sons, Inc. 2016. P. 225–240.

Fukuyama K., Ohtani E., Shibazaki Y., et al. Stability field of phase Egg, AlSiO_3OH at high pressure and high temperature: possible water reservoir in mantle transition zone // *J. Mineral Petrol Sci.* 2017. Vol. 112. P. 31–35.

Fumagalli P., Stixrude L., Poli S., Snyder D. The 10 Å phase: a high-pressure expandable sheet silicate during subduction of hydrated lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 186. P. 125–141.

Gasparik T. (1990) Phase relations in the transition zone // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 15751–15769.

Gemmi M., Fischer J., Merlini M., et al. A new hydrous Al-bearing pyroxene as a water carrier in subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 310. P. 422–428.

Gemmi M., Merlini M., Palatinus L., et al. Electron diffraction determination of 11.5 Å and HySo structures: candidate water carriers to the Upper Mantle // *Amer. Mineral.* 2016. Vol. 101. P. 2645–2654.

Goes S., Agrusta R., van Hunen J., Garel F. Subduction-Transition Zone Interaction: A Review // *Geosphere.* 2017. Vol. 13 (3). P. 644–664.

Grevel K.D., Navrotsky A., Kahl W., et al. Thermodynamic data of the high-pressure phase $\text{Mg}_5\text{Al}_5\text{Si}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$ (Mg-sursassite) // *Phys Chem Min.* 2001. Vol. 28. P. 475–487.

Hatert F., Fransolet A.-M., Wouters J., Bernhardt H.-J. The crystal structure of sursassite from the Lienne Valley, Stavelot Massif, Belgium // *Eur. J. Mineral.* 2008. Vol. 20. P. 993–998.

Hayashi C., Nakazawa K., Mizuno H. Earth's melting due to the blanketing effect of the primordial dense atmosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 43. P. 22–28.

Horiuchi H., Morimoto N., Yamamoto K., Akimoto S. Crystal structure of $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot 3\text{Mg}(\text{OH})_2$, a new high-pressure structure type // *Amer. Mineral.* 1979. Vol. 64. P. 593–598.

Hu Q., Kim D.Y., Liu J., et al. Dehydrogenation of goethite in Earth's deep lower mantle // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2017. Vol. 114. N. 7. P. 1498–1501.

Hu Q., Kim D.Y., Yang W., et al. FeO_2 and FeOOH under deep lower mantle conditions and Earth's oxygen-hydrogen cycles // *Nature.* 2016. Vol. 534. P. 241–244.

Hu Q., Liu J. Deep mantle hydrogen in the pyrite-type $\text{FeO}_2\text{-FeO}_2\text{H}$ system // *Geoscience Frontiers.* 2021. Vol. 12. P. 975–981.

Huang S., Xu J., Chen C., et al. Topaz, a Potential Volatile-Carrier in Cold Subduction Zone: Constraint from Synchrotron X-ray Diffraction and Raman Spectroscopy at High Temperature and High Pressure // *Minerals.* 2020. Vol. 10(9). P. 780.

Kakizawa S., Inoue T., Kuribayashi T. Single-crystal X-ray structure refinement of Al-bearing superhydrous phase B // *Phys. Chem. Miner.* 2021. Vol. 48. N 29(8).

Kaminsky F. Mineralogy of the lower mantle: A review of 'super-deep' mineral inclusions in diamond // *Earth-Science Reviews.* 2012. Vol. 110. P. 127–147.

Kaminsky F.V. The Earth's lower mantle. Composition and Structure. Springer. 2017. 331 p.

Kanzaki M. Stability of hydrous magnesium silicates in the mantle transition zone // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1991. Vol. 66. P. 307–312.

Kato T., Kumazawa M. Melting experiment on natural lherzolite at 20 GPa: formation of phase B coexisting with garnet // *Geophys. Res. Lett.* 1986. Vol. 13. P. 181–184.

Khisina N.R., Wirth R., Andrut M., Ukhonov A.V. Extrinsic and intrinsic mode of hydrogen occurrence in natural olivines: FTIR and TEM investigation // *Phys. Chem. Miner.* 2001. Vol. 28. P. 291–301.

Kohlstedt D.L., Keppler H., Rubie D.C. Solubility of water in the α , β , and γ phases of $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 345–357.

- Komabayashi T., Hirose K., Funakoshi K.-I., Takafuji N. Stability of phase A in antigorite (serpentine) composition determined by in situ X-ray pressure observations // *Phys. Earth Planet Inter.* 2005. Vol. 151. P. 276–289.
- Krivovichev S.V. High-pressure silicates: crystal chemistry and systematic // *Proceedings of the Russian Mineralogical Society.* 2021. Vol. 150. № 5. C. 1–78.
- Kudoh Y., Finger L.W., Hazen R.M., et al. Phase E: A High Pressure Hydrous Silicate with Unique Crystal Chemistry // *Phys. Chem. Miner.* 1993. Vol. 19. P. 357–360.
- Kudoh Y., Inoue T., Arashi H. Structure and crystal chemistry of hydrous wadsleyite, $\text{Mg}_{1.75}\text{SiH}_{0.5}\text{O}_4$: possible hydrous magnesium silicate in the mantle transition zone // *Phys. Chem. Miner.* 1996. Vol. 23(7). P. 461–469.
- Kudoh Y., Kuribayashi T., Kagi H., et al. High-pressure structural study of phase-A, $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{H}_6\text{O}_{14}$ using synchrotron radiation // *J. Phys.: Condens. Matter.* 2002. Vol. 14. P. 10491–10495.
- Lavina B., Dera P., Kim E., et al. Discovery of the recoverable high-pressure iron oxide Fe_4O_5 // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.* 2011. Vol. 108. P. 17281–17285.
- Li H.-F., Oganov A.R., Cui H., et al. Ultrahigh-Pressure Magnesium Hydrosilicates as Reservoirs of Water in Early Earth // *Phys. Rev. Lett.* 2022. Vol. 128. P. 035703.
- Li Y., Vočadlo L., Sun T., Brodholt J.P. The Earth's core as a reservoir of water // *Nature Geoscience.* 2020. Vol. 13(6). P. 453–458.
- Libowitzky E., Armbruster T. Low-temperature phase transitions and role of hydrogen bonds in lawsonite // *Amer. Mineral.* 1995. Vol. 80(11–12). P. 1277–1285.
- Lin Y., Hu Q., Meng Y., et al. Evidence for the stability of ultrahydrous stishovite in Earth's lower mantle // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.* 2020. Vol. 117. P. 184–189.
- Litasov K.D., Ohtani E. Hydrous lower mantle: the water source for wet plumes? In: 8th International Kimberlite Conference, FLA030, Victoria, BC: Elsevier. 2003. <https://doi.org/10.29173/ikc2994>
- Liu L. Effects of H_2O in the phase behavior of the forsterite-enstatite system at high pressures and temperatures and implications for the Earth // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1987. Vol. 49. P. 142–167.
- Liu G., Liu L., Yang L., et al. Crystal structure and elasticity of Al-bearing phase H under high pressure // *AIP Advances.* 2018. Vol. 8. P. 055219.
- Marty B. The origins and concentrations of water, carbon, nitrogen and noble gases on Earth // *Earth and Planetary Science Letters.* 2012. Vol. 313–314. P. 56–66.
- Marty B., Yokouchi R. Water in the early Earth // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* 2006. Vol. 62. P. 421–450.
- McDonough W.F. Compositional model for the Earth's core // *Treatise Geochem.* 2003. Vol. 2. P. 547–568.
- Mellini M., Merlino S., Pasero M. X-ray and HRTEM study of sursassite: Crystal structure, stacking disorder, and sursassite-pumpellyite intergrowth // *Phys. Chem. Miner.* 1984. Vol. 10. P. 99–105.
- Morbidelli A., Lunine J.I., O'Brien D.P., et al. Building terrestrial planets // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. Vol. 40. P. 251–275.
- Murakami M., Hirose K., Yurimoto H., et al. Water in Earth's Lower Mantle // *Science.* 2002. Vol. 295. P. 1885–1887.
- Nagashima M., Rahmoun N.-S., Alekseev E.V., et al. Crystal chemistry of macfallite: Relationships to sursassite and pumpellyite // *Amer. Mineral.* 2008. Vol. 93(11–12). P. 1851–1857.
- Nishi M., Irifune T., Tsuchita J., et al. Stability of hydrous silicate at high pressures and water transport to the deep lower mantle // *Nat. Geoscience.* 2014. Vol. 7. P. 224–227.
- Nishi M., Kuwayama Y., Tsuchiya J., Tsuchiya T. The pyrite-type high-pressure form of FeOOH // *Nature.* 2017. Vol. 547. P. 205–208.
- Ohira I., Ohtani E., Sakai T., et al. Stability of a hydrous δ -phase, $\text{AlOOH-MgSiO}_2(\text{OH})_2$, and a mechanism of water transport into the base of lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 401. P. 12–17.
- Ohtani E. Hydration and Dehydration in Earth's Interior // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2021. Vol. 49. P. 253–278.
- Ohtani E., Amaike Y., Kamada S., et al. Stability of hydrous phase H MgSiO_4H_2 under lower mantle conditions // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. P. 8283–8287.
- Ohtani E., Ishii T. Role of water in dynamics of slabs and surrounding mantle // *Progress in Earth and Planetary Science.* 2024. Vol. 11. Article Number 65. <https://doi.org/10.1186/s40645-024-00670-7>
- Ohtani E., Litasov K.D., Hosoya T., et al. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. Vol. 143–144. P. 255–269.
- Okamoto K., Maruyama S. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB- H_2O system // *Amer. Mineral.* 1999. Vol. 84. P. 362–373.
- Olsen P., Sharp Z.D. Nebular atmosphere to magma ocean: a model for volatile capture during Earth accretion // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2019. Vol. 294. P. 106294
- Ono S. High temperature stability limit of phase egg, $\text{Al-SiO}_3(\text{OH})$ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 137. P. 83–89.
- Ono S. Stability limits of hydrous minerals in sediment and mid-ocean ridge basalt compositions: Implications for water transport in subduction zones // *J. Geophys. Res. Space Phys.* 1998. Vol. 103. N B8. P. 18253–18267.
- Pacalo R.E.G., Parise J.B. Crystal structure of superhydrous B, a hydrous magnesium silicate synthesized at 1400 °C and 20 GPa // *Amer. Mineral.* 1992. Vol. 77. P. 681–684.
- Pamato M.G., Myhill B., Ballaran T.B., et al. Lower-mantle water reservoir implied by the extreme stability of a hydrous aluminosilicate // *Nature Geoscience.* 2015. Vol. 8. P. 75–79.
- Pawley A.R. The pressure and temperature stability limits of lawsonite: implications for H_2O recycling in subduction zones // *Contrib Mineral Petrol.* 1994. Vol. 118. P. 99–108.
- Pawley A.R., Chinnery N.J., Clark S.M., Walter M.J. Experimental study of the dehydration of 10-Å phase, with implications for its H_2O content and stability in subducted lithosphere // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. Vol. 162(6). P. 1279–1289.
- Pawley A., Wood B. The low-pressure stability of phase A, $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ // *Contrib Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 124. P. 90–97.
- Pearson D.G., Brenker F.E., Nestola F., et al. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond // *Nature.* 2014. Vol. 507(7491). P. 221–224.
- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Stern R.J. Shallow vs. Deep subduction in Earth history: Contrasting regimes

of water recycling into the mantle // *Precambrian Research*. 2025. Vol. 418. 107690.

Peslier A.H., Schönbächler M., Busemann H.K., Karato S.-I. Water in the Earth's Interior: Distribution and Origin // *Space Sci. Rev.* 2017. Vol. 212. P. 743–810.

Purevjav N., Okuchi T., Hoffmann Ch. Strong hydrogen bonding in a dense hydrous magnesium silicate discovered by neutron Laue diffraction // *IUCrJ, Neutron/Synchrotron*. 2020. Vol. 7. N 3. P. 370–374.

Pushcharovsky D.Yu., Bindi L. Secrets from the Depths of Space and Earth: Unraveling Newly Discovered High-pressure polymorphs in meteorites and diamond inclusions // *Minerals*. 2025. Vol. 15. № 2. 144. Doi: 10.3390/min15020144

Reinecke T. Phase relationships of sursassite and other Mn-silicates in highly oxidized low-grade, high-pressure metamorphic rocks from Evvia and Andros Islands, Greece // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. Vol. 94. P. 110–126.

Ringwood A.E., Major A. High pressure reconnaissance investigations in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--MgO--H}_2\text{O}$ // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1967. Vol. 2. P. 130–133.

Rubie D.C., Jacobson S.A., Morbidelli A., et al. Accretion and differentiation of the terrestrial planets with implications for the compositions of early-formed Solar System bodies and accretion of water // *Icarus*. 2015. Vol. 248. P. 89–108.

Rüpke L., Morgan J.P., Hort M., Connolly J.A.D. Serpentine and the subduction zone water cycle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 223(1–2). P. 17–34.

Sano A., Ohtani E., Kubo T., Funakoshi K.-I. In situ X-ray observation of decomposition of hydrous aluminum silicate AlSiO_3OH and aluminum oxide hydroxide $\delta\text{-AlOOH}$ at high pressure and temperature // *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. 2004. Vol. 65. P. 1547–1554.

Schmidt M.W. Lawsonite: upper pressure stability and formation of higher density hydrous phases // *Amer. Mineral.* 1995. Vol. 80. P. 1286–1292.

Schmidt M.W., Finger L.W., Angel R.J., Dinnebier R.E. Synthesis, crystal structure, and phase relations of AlSiO_3OH , a high-pressure hydrous phase // *Amer. Mineral.* 1998. Vol. 83. P. 881–888.

Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization during subduction // *Invited chapter for Treatise of Geochemistry, 4, The Crust*. 2nd edition. 2014. P. 669–701.

Schmidt M.W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 163. P. 361–379.

Sclar C.B. High pressure studies in the system $\text{MgO--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1970. Vol. 3. P. 333.

Sharp Z.D. Nebular ingassing as a source of volatiles to the terrestrial planets // *Chem. Geol.* 2017. Vol. 448. P. 137–150.

Simonova D., Bykova E., Bykov M., et al. Structural Study of $\delta\text{-AlOOH}$ Up to 29 GPa // *Minerals*. 2020. Vol. 10(12). 1055. doi: 10.3390/min10121055

Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., et al. Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle // *Science*. 2016. Vol. 354. P. 1403–1405.

Smyth J.R. A crystallographic model for hydrous wadsleyite: an ocean in the Earth's interior? // *Amer. Mineral.* 1994. Vol. 79 (9–10). P. 1021–1024.

Solomatova N.V., Caracas R., Bindi L., Asimow P.D. Ab initio study of the structure and relative stability of MgSiO_4H_2

polymorphs at high pressures and temperatures // *Amer. Mineral.* 2022. Vol. 107. P. 781–789.

Spivak A.V., Iskrina A.V., Setkova A.V., et al. Synthesis and high pressure stability of novel GaGeO_3OH compound — Analog of phase egg AlSiO_3OH // *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. 2025. Vol. 203. 112740

Suzuki A. In situ X-ray diffraction study of the phase boundary between diaspore and $\delta\text{-AlOOH}$ // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2022. Vol. 117. N1. Article number 211215.

Suzuki A., Ohtani E., Kamada T. A new hydrous phase $\delta\text{-AlOOH}$ synthesized at 21 GPa and 1000°C // *Phys. Chem. Miner.* 2000. Vol. 27. P. 689–693.

Townsend J.P., Tsuchiya J., Bina C.R., Jacobsen S.D. Water partitioning between bridgmanite and postperovskite in the lowermost mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 454. P. 20–27.

Thompson A.B. Water in the Earth's upper mantle // *Nature*. 1992. Vol. 358. P. 295–302.

Tsutsumi Y., Sakamoto N., Hirose K., et al. Retention of water in subducted slabs under core–mantle boundary conditions // *Nature Geoscience*. 2024. Vol. 17. P. 697–704.

Umemoto K., Hirose K. Liquid iron-hydrogen alloys at outer core conditions by first-principles calculations // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. P. 7513–7520.

Wang B., Liu J., Zhang Y., et al. High-temperature structural disorders stabilize hydrous aluminosilicates in the mantle transition zone // *Nature Communications*. 2025. Vol. 16. 1038. Doi: 10.1038/s41467-025-56312-z

Wang B., Zhang Y., Fu S., et al. Single-crystal elasticity of phase Egg AlSiO_3OH and $\delta\text{-AlOOH}$ by Brillouin spectroscopy // *Amer. Mineral.* 2022. Vol. 107(1). P. 147–152.

Weber S.-U., Grodzicki M., Geiger C.A., et al. ^{57}Fe Mössbauer measurements and electronic structure calculations on natural lawsonites // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2007. Vol. 34(1). P. 1–9.

Welch M.D. Structural Mechanisms Stabilizing Hydrous Silicates at Deep-Earth Conditions. Celebrating the International Year of Mineralogy / Eds. L. Bindi and G. Cruciani // *Springer Mineralogy*. 2023. Ch. 7. P. 153–167.

Williams Q., Hemley R.J. Hydrogen in the Deep Earth // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. Vol. 9. P. 365–418.

Wirth R., Vollmer C., Brenker F., et al. Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminium silicate “Phase Egg” in super-deep diamonds from Juina (Mato Grosso State, Brazil) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 259. P. 384–399.

Wu J., Desch S.J., Schaefer L., et al. Origin of Earth's water: chondritic inheritance plus nebular ingassing and storage of hydrogen in the core // *J. Geophys. Res. Planets*. 2018. Vol. 123. P. 2691–2712.

Wünder B., Medenbach O., Daniels P., Schreyer W. First synthesis of the hydroxyl endmember of humite, $\text{Mg}_{-7}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})_2$ // *Amer. Mineral.* 1995. Vol. 80. P. 638–640.

Wünder B., Rubie D.C., Ross C.R., et al. Synthesis, stability and properties of $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$: a fully hydrated analogue of topaz // *Amer. Mineral.* 1993. Vol. 78. P. 285–297.

Xu C., Inoue T. Melting of Al-rich phase D up to the uppermost lower mantle and transportation of H_2O to the deep Earth // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 4382–4389.

Xu C., Inoue T., Kakizawa S., et al. Effect of Al on the stability of dense hydrous magnesium silicate phases to the uppermost lower mantle: implications for water transportation into the deep mantle // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2021. Vol. 48. Art. number 31.

Yagi T. Hydrogen and oxygen in the deep Earth // *Nature*. 2016. Vol. 534. Art. Number 183. Doi: 10.1038/534183a

Yamamoto K., Akimoto S. High pressure and high temperature investigations in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // *Journal of Solid State Communications*. 1974. Vol. 9. P. 187–195.

Yang H., Prewitt C.T., Frost D.J. Crystal structure of the dense hydrous magnesium silicate, phase D // *Amer. Mineral.* 1997. Vol. 80. P. 998–1003.

Yuan H., Zhang L., Ohtani E., et al. Stability of Fe-bearing hydrous phases and element partitioning in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ in Earth's lowermost mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. Vol. 524:115714.

Zhang J., Lv J., Li H., et al. Rare helium-bearing compound FeO_2He stabilized at deep-Earth conditions // *Phys. Rev. Lett.* 2018. Vol. 121; 255703. Doi: 10.1103/PhysRevLett.121.255703

Статья поступила в редакцию 25.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 551.4.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-27-38

ВЗАИМОСВЯЗЬ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА СЕВЕРОМУЙСКОГО ТОННЕЛЯ С РЕЛЬЕФОМ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Алексей Олегович Агибалов^{1✉}, Валерий Михайлович Федоров²,
Андрей Тимофеевич Маякин³, Алексей Андреевич Сенцов⁴,
Владимир Александрович Зайцев⁵, Дмитрий Андреевич Симонов⁶,
Владимир Сергеевич Захаров⁷, Владимир Леонидович Сывороткин⁸,
Георгий Романович Балашов⁹, Арсений Алексеевич Казанцев¹⁰,
Анна Павловна Павлова¹¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; agibalo@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fedorov.msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2305-7408>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mappsy91man@gmail.com

⁴ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v.zaitsev@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5460-6724>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dsim_0@mail.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vszakharov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; hlozon@mail.ru

⁹ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; george.balashov.00@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-4474-4899>

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; burgomistr3001@gmail.com

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; apavloff@bk.ru

Аннотация. Выявлена приуроченность эпицентров землетрясений района Северомуйского тоннеля к положительным аномалиям трех морфометрических параметров рельефа (глубины вертикального расчленения, асимметрии и эксцесса высот), оконтуренным по значениям, превышающим медиану или 3-й квартиль. Обработка этих параметров γ -оператором нечеткой логики и методом равнозначных градаций показала равную информативность обоих алгоритмов для выделения сейсмоактивных участков. Установлено, что сейсмические события сопровождаются увеличением горизонтальной скорости перемещения пунктов ГНСС IRKJ и BADG и происходят преимущественно при малом расстоянии от Земли до Луны и Солнца, что объяснимо усилением гравитационного воздействия последних на литосферу Земли. Таким образом, выявлена пространственная взаимосвязь сейсмичности с рельефом и временная — с астрономическими параметрами и скоростями современных движений земной коры.

Ключевые слова: рельеф, сейсмичность, астрономические данные, Северомуйский тоннель

Для цитирования: Агибалов А.О., Федоров В.М., Маякин А.Т., Сенцов А.А., Зайцев В.А., Симонов Д.А., Захаров В.С., Сывороткин В.Л., Балашов Г.Р., Казанцев А.А., Павлова А.П. Взаимосвязь современной сейсмичности района Северомуйского тоннеля с рельефом и геодезическими данными // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 27–38.

RELATIONSHIP BETWEEN MODERN SEISMICITY OF THE SEVEROMUYSKIY TUNNEL AREA WITH RELIEF AND GEODETIC DATA

Aleksey O. Agibalov^{1✉}, Valeriy M. Fedorov², Andrey T. Mayakin³, Aleksey A. Sentsov⁴,
Vladimir A. Zaitsev⁵, Dmitriy A. Simonov⁶, Vladimir S. Zakharov⁷,
Vladimir L. Syvorotkin⁸, Georgiy R. Balashov⁹, Arseniy A. Kazantsev¹⁰, Anna P. Pavlova¹¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; agibalo@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-6742-3524>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fedorov.msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2305-7408>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mappsy91man@gmail.com

⁴ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; alekssencov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6182-114X>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; v.zaitsev@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5460-6724>

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dsim_0@mail.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vszakharov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; hlozon@mail.ru

⁹ Schmidt Earth Physics Institute RAS, Moscow, Russia; george.balashov.00@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-4474-4899>

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; burgomistr3001@gmail.com

¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; apavloff@bk.ru

Abstract. The epicenters of earthquakes in the Severomuysky tunnel area were found to be confined to positive anomalies of three morphometric parameters of the relief (depth of vertical dissection, asymmetry and excess of heights), contoured by values, exceeding the median or the 3rd quartile. Processing these parameters with the fuzzy logic γ -operator and the equivalent gradation method showed that both algorithms are equally informative for identifying seismically active areas. It was found that seismic events are accompanied by an increase in the horizontal velocity of movement of the IRKJ and BADG GNSS points and occur mainly at a small distance from the Earth to the Moon and the Sun, which can be explained by the increased gravitational effect of the latter on the Earth's lithosphere. Thus, a spatial relationship between seismicity and relief and a temporal relationship with astronomical parameters and velocities of modern crustal movements was revealed.

Keywords: relief, seismicity, astronomical data, Severomuysky tunnel

For citation: Agibalov A.O., Fedorov V.M., Mayakin A.T., Sentsov A.A., Zaitsev V.A., Simonov D.A., Zakharov V.S., Syvorotkin V.L., Balashov G.R., Kazantsev A.A., Pavlova A.P. Relationship between modern seismicity of the Severomuysky tunnel area with relief and geodetic data. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 27–38. (In Russ.).

Введение. Работа посвящена проблеме оценки взаимосвязи современной сейсмичности с рельефом, астрономическими данными и горизонтальными скоростями перемещения пунктов глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС). Понимание пространственной взаимосвязи сейсмичности и рельефа важно для выделения сейсмоактивных участков с использованием геоморфологических данных, а временной взаимосвязи сейсмичности с астрономическими параметрами и скоростями пунктов ГНСС — для развития возможностей сейсмического прогноза по времени. Решению первой из упомянутых задач посвящено большое количество работ, в том числе [Агибалов и др., 2021; Собисевич и др., 2024], где на примере разных регионов (Северо-Западного Кавказа, Воронежской антеклизы, о-ва Сахалин) обоснована информативность оконтуривания сейсмоактивных участков по комплексу морфометрических параметров рельефа. Вопрос оценки характера и степени связи сейсмичности с астрономическими данными на протяжении многих лет вызывает интерес разных исследователей. Влияние Луны и Солнца на сейсмичность Земли в целом подтверждено большим объемом фактического материала [Булатова, 2004; Федоров и др., 2022; Sandu, 2016]. Меньшее количество работ посвящено анализу взаимосвязи сейсмичности с астрономическими данными на локальном масштабном уровне, хотя ее существование не вызывает сомнений. В частности, она показана на примере рудника Расвумчорр (Хибины) [Жирова, Жиров, 2015], Авачинского вулкана [Шевченко, Яковенко, 2023], неглубоких землетрясений разных сегментов Тихоокеанского региона (о-ва Хоккайдо, Южных, Средних и Северных Курильских о-вов) [Андреева и др., 2009]. Связь геодинамических аномалий движения ГНСС-станций с сейсмическим режимом проанализирована в ряде работ, например, [Бабешко и др., 2012].

В то же время эти вопросы требуют дальнейшей проработки в связи с их недостаточной изу-

ченностью: в настоящее время нет общепринятой методики, позволяющей с высокой точностью выделить сейсмоактивные участки по данным анализа рельефа, а достоверный краткосрочный прогноз сейсмических событий, по нашему мнению, пока невозможен. Однако с течением времени появляются новые данные о рельефе, сейсмичности и современных движениях земной коры из-за установки большого количества сейсмических станций, удлинения временных рядов координат пунктов ГНСС, создания более точных цифровых моделей рельефа (ЦМР) и автоматизированных средств их обработки. Это позволяет расширять и уточнять существующие представления о пространственной взаимосвязи сейсмичности с рельефом и временной — с астрономическими параметрами и скоростями движения станций ГНСС.

В качестве объекта исследования выбран район, расположенный в радиусе 400 км от центра Северомуйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали. Этот участок отличается высокой сейсмичностью и контрастным, глубоко расчлененным рельефом, а нахождение в его пределах самого протяженного в России железнодорожного тоннеля подчеркивает практическую значимость поставленных задач исследования.

Геолого-геоморфологическое строение. Изучаемый район расположен в пределах Байкало-Патомской и Байкало-Муйской зон Байкальской складчатой области. Байкало-Патомская зона, сложенная преимущественно метаморфизованными терригенно-карбонатными породами, интерпретируется как задуговый бассейн, развивавшийся в интервале 1050–720 млн лет [Зорин и др., 2009]. В ее южной части находится Мамско-Бодайбинский синклинирий, где мощность отложений достигает 12 км. Сюда он граничит с Олоkitским прогибом — грабеном, заполненным метапесчаниками, метаалевролитами, карбонатными породами и метавулканиками, к югу от которого расположена Байкало-Муйская зона. Она сложена островодужными комплексами

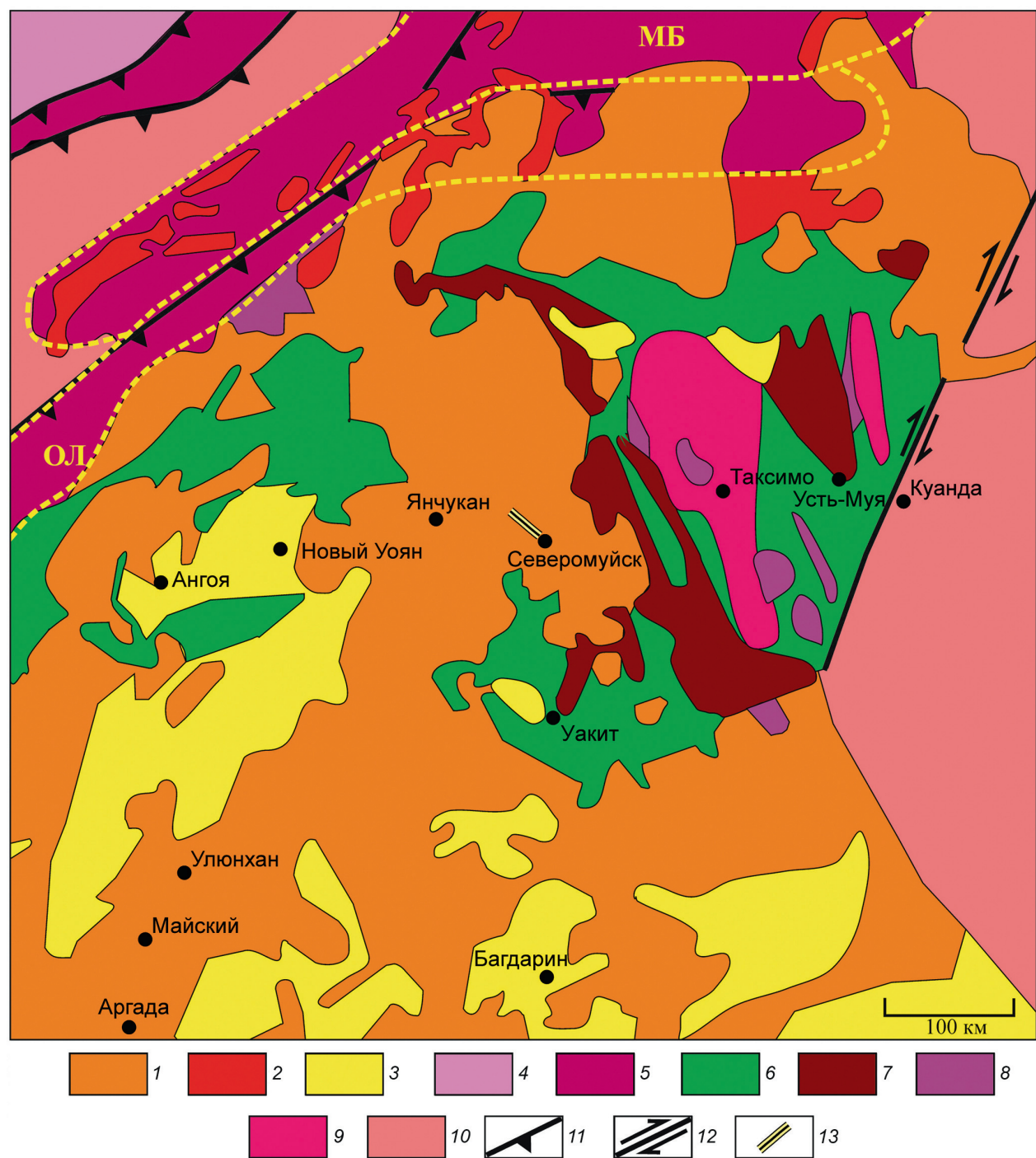


Рис. 1. Схема геологического строения района Северомурейского тоннеля Байкало-Амурской магистрали, по [Зорин и др., 2009]: 1 — позднепалеозойские гранитоиды; 2 — раннепалеозойские граниты мамско-оронского комплекса; 3 — осадочные и осадочно-вулканогенные толщи венд-раннепалеозойского задугового бассейна; 4 — позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 5 — Байкало-Патомская зона позднерифейского окраинного бассейна, сложенная преимущественно карбонатными и кластическими отложениями с небольшим количеством эффузивов; 6–9 — Байкало-Муйская позднерифейская островодужная зона: 6 — эффузивы и эффузивно-осадочные породы, 7 — гранитоиды, 8 — основные и ультраосновные магматические породы (расчлененные офиолиты); 9 — Муйская глыба (блок раннедокембрийских метаморфических пород в позднерифейской островодужной зоне); 10 — выходы раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — Северомурейский тоннель; 14 — границы подзон Байкало-Патомской зоны: МБ — Мамско-Бодайбинский синклиниорий, ОЛ — Олоkitский прогиб

верхнего рифея, прорванными многочисленными интрузиями позднепалеозойских гранитоидов. В строении изучаемого участка, нарушенного дугообразной системой разломов (преимущественно надвигов с северной вергентностью), участвуют

также выходы раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы, один из которых формирует Муйскую глыбу (рис. 1).

С геоморфологической точки зрения район Северомурейского тоннеля относится к Среднесибирской

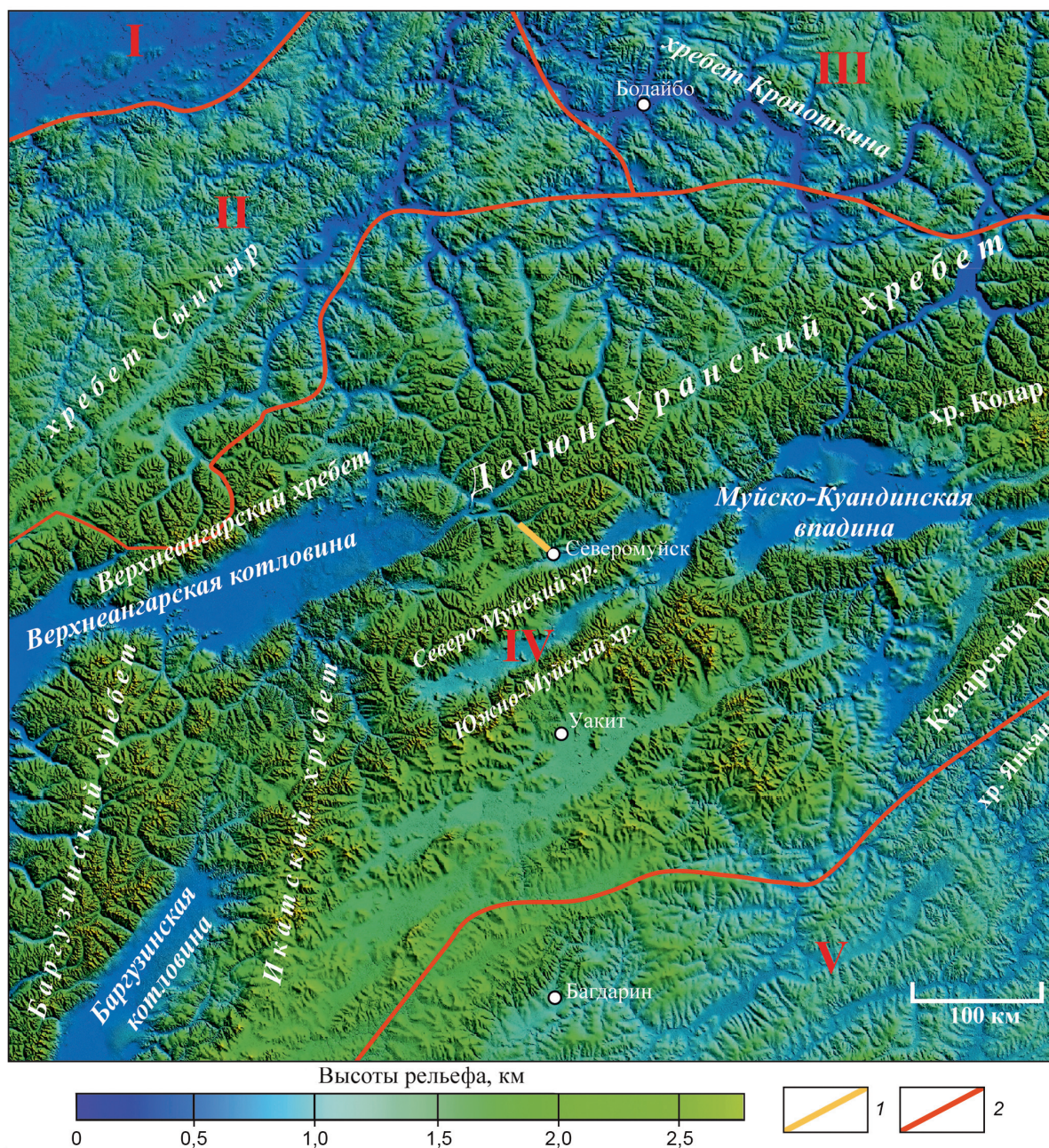


Рис. 2. Схема геоморфологического районирования района Северомуйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали, по [Национальный..., 2004]: 1 — Северомуйский тоннель, 2 — границы геоморфологических областей: I — Среднесибирская геоморфологическая страна, Ангаро-Ленская провинция пластовых структурно-денудационных закарстованных плато краевого прогиба, Лено-Ангарское плато; II–V — Южносибирская геоморфологическая страна: II–IV — Саяно-Байкальская провинция нагорий с глыбовыми эрозионно-денудационными и ледниково-эрозионными горами (II — Северо-Байкальское нагорье, III — Патомское нагорье — пологое куполообразное поднятие, разбитое разломами, IV — Прибайкальская область — свод, разбитый разломами, с глыбовыми горами и котловинами байкальского типа), V — Селенгино-Витимская провинция глыбово-сводовых и сводово-глыбовых эрозионно-денудационных горных хребтов и котловин забайкальского типа, Витимское плоскогорье с вулканогенными образованиями на лавовых плато

и Южносибирской геоморфологическим странам и отличается разнообразным рельефом — от равнинного (Ангаро-Ленское плато) до среднегорного (Баргузинский, Делюн-Уранский хребты). Главные водоразделы (хребты Верхнеангарский, Делюн-Уранский, Котар, Северо- и Южно-Муйский) расположены в Прибайкальской области и ориентированы в северо-восточном направлении. Между ними находятся широкие плоскодонные впадины, самыми

крупными из которых являются Верхнеангарская и Муйско-Куандинская. Между Икатским и Баргузинским хребтами север-северо-восточного простирания расположена одноименная котловина с высотными отметками до 600 м. С севера Прибайкальская область ограничена Северо-Байкальским и Патомским нагорьями, представляющими собой единое орографическое образование, а с юга — Витимским плоскогорьем [Национальный..., 2004] (рис. 2).

Материал и методы исследований. Исходными данными послужили цифровая модель рельефа ASTER с разрешением 1 угловая секунда, сейсмический каталог [United..., 2024], эфемериды DE-406 [Solar..., 2024], временные ряды координат станций ГНСС IRKJ и BADG [GNSS..., 2024]. Каталог [United..., 2024] был выбран в связи с тем, что приведенные в нем данные наилучшим образом коррелируют с изменениями горизонтальной скорости пунктов ГНСС и расстояния от Земли до Луны и Солнца: выявленные нами закономерности статистически менее значимы при использовании каталога Международного сейсмологического центра (ISC). В [United..., 2024] приведены 2 типа магнитуд землетрясений — моментная (M_w) и по объемным волнам (m_b). Для того чтобы унифицировать каталог, значения m_b были пересчитаны в M_w по формулам:

$$m_b = 2,5 + 0,63M_s \text{ [Захаров, Смирнов, 2016];}$$

$$M_w = \exp(2,133 + 0,063M_s) - 6,205 \text{ для } M_s \leq 5,5 \\ \text{[Lolli, et al., 2014];}$$

$$M_w = \exp(-0,109 + 0,229M_s) + 2,586 \text{ для } M_s > 5,5 \\ \text{[Lolli, et al., 2014].}$$

С целью общей геоморфологической характеристики территории по сетке 20×20 км рассчитан гипсометрический интеграл (E) по упрощенной формуле

$$E = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}},$$

где H_{max} — максимальная высота, H_{mean} — средняя, H_{min} — минимальная. Значения $E > 0,6$ характерны для наименее выработанного рельефа, $0,5-0,6$ — для более зрелого, $0,4-0,5$ — для еще более выработанного, но достаточно активно развивающегося рельефа, $< 0,4$ — для сильно выработанного денудационного рельефа [Yadav, Singh, 2022].

Для оценки взаимосвязи сейсмичности и рельефа рассчитаны несколько морфометрических параметров. Наиболее информативными для выбранного участка являются три из них: глубина вертикального расчленения, асимметрия и эксцесс высот, рассчитанные в ячейках размером 20×20 км. Глубина вертикального расчленения определена как разность между максимальной и минимальной высотами. Она может отражать интенсивность и характер неотектонических движений, в том числе инициирующих сейсмичность. Согласно [Николаев, 1962], областям поднятий соответствует наибольший эрозионный врез и максимальная глубина вертикального расчленения, а ее минимальные значения маркируют, как правило, стабильные или опускающиеся участки. Схемы асимметрии (A) и эксцесса высот (E) не имеют аналогов в «традиционной» морфометрии [Трегуб, Жаворонкин, 2000]. Асимметрия — показатель скошенности кривой распре-

деления в сторону больших или меньших значений признака. При $A=0$ распределение симметрично, в случае левосторонней асимметрии ($A>0$) в распределении преобладают меньшие значения, а в случае правосторонней ($A<0$) — большие. В общем случае по схеме асимметрии высот можно судить о морфологических особенностях субгоризонтальных поверхностей, а именно, о наличии и преобладании на них осложняющих положительных ($A>0$) или отрицательных ($A<0$) форм. Эксцесс показывает, насколько высок и заострен или, наоборот, низок и закруглен пик у кривой распределения. При $E=0$ распределение нормально, при $E>0$ у распределения высокий заостренный пик, а при $E<0$ — низкий пологий пик (или распределение полимодально). Значения E зависят от морфологической сложности рельефа. При $E=0$ наблюдается устойчивое равновесие рельефообразующих факторов, значения $E>0$ свидетельствуют о нисходящем развитии рельефа, а $E<0$ — о восходящем [Геоморфология, 2005].

Расчет 3-х упомянутых морфометрических параметров выполнен в среде ArcGis. Из-за того, что в ней нет встроенного модуля для вычисления значений A и E , нами была создана сетка с размером ячейки 2×2 км. Центрам каждой ячейки были присвоены значения высот и номера полигонов — расчетных ячеек размером 20×20 км. Таким образом, в каждую ячейку с длиной ребра 20 км попадают 100 точек с высотами, по которым в программе MS Excel рассчитаны асимметрия и эксцесс.

По значениям, превышающим медиану или 3-ий квартиль, оконтурены положительные аномалии морфометрических параметров. Расчет доли эпицентров землетрясений, попадающих в их пределы, позволил обосновать возможность рассмотрения этих аномалий как сейсмоактивных участков. Для того, чтобы выделить такие участки сразу по трем морфометрическим параметрам, использован метод равнозначных градаций, близкий к описанному в [Копылов, 2019]. Все морфометрические параметры были пересчитаны в баллы: 0 баллов соответствует значениям меньше первого квартиля (Q_1), 1 балл — $\geq Q_1$ и $< Q_2$, 2 балла — $\geq Q_2$ и $< Q_3$, 3 балла — $\geq Q_3$. Интегральный морфометрический параметр S равен сумме баллов в каждой расчетной ячейке. Его значения варьируют от 0 до 9. В качестве альтернативы методу равнозначных градаций применен расчет S с использованием нечеткой логики. Он заключается в преобразовании схем морфометрических параметров в нечеткие множества линейным алгоритмом, реализованным с помощью инструмента «Fuzzy membership» программы ArcMap, и последующей обработке этих множеств γ -оператором при $\gamma=0,9$ (инструмент «Fuzzy overlay»). Эта методика описана в работе [Sobisevich, et al., 2024], а значения I варьируют от 0 до 0,9. Для проверки достоверности результатов применения алгоритма нечеткой логики построена ROC-диаграмма в координатах «чувствительность — специфичность» в программе

SPSS Statistics 17.0. Исходными данными послужили значения I в каждой расчетной ячейке, и значения 0 и 1, присвоенные ячейкам в зависимости от того, попадает ли в них хотя бы один эпицентр землетрясения. Аналогичная ROC-кривая построена для значений I , рассчитанных методом равнозначных градаций.

Для того чтобы показать временную взаимосвязь сейсмичности с изменением расстояний Земля — Луна и Земля — Солнце, эти 2 параметра рассчитаны с посуточным разрешением для периода 2000–2024 гг. по материалам [Solar..., 2024]. Нами построены графики относительной частоты по 3 выборкам, элементами которых служат значения расстояния от Земли до Луны и до Солнца, определенные для всего периода наблюдений (1), а также для тех дней, когда во всем мире происходили сейсмические события с $M_w \geq 7$ (2), и для дней, когда в районе Северомуйского тоннеля были землетрясения (3).

Аналогичный подход использован для оценки связи сейсмичности и временных вариаций горизонтальной скорости пунктов ГНСС IRKJ и BADG, определенной с посуточным разрешением. Измерения ведутся с 11.06.2002 в пункте IRKJ и с 02.09.2011 в пункте BADG. С учетом того, что в определенные дни измерения не проводились, объем проанализированных выборок составляет $N=7339$ и $N=4641$, соответственно. Графики относительной частоты построены по 2 выборкам, элементами которых служат значения горизонтальной скорости, определенные для всего периода наблюдений (1) и в те дни, когда в радиусе 300 км от станции происходили землетрясения (2). Количество землетрясений составляет 109 и 86 для районов пунктов IRKJ и BADG, соответственно. Исходные данные, использованные для оценки горизонтальной скорости (V), представлены в виде временных рядов координат X и Y , рассчитанных с суточным разрешением в метрической системе отсчета (координатная основа IGS14). Значения V определены за каждые сутки как

$$V = \sqrt{(X_{n+1} - X_n)^2 + (Y_{n+1} - Y_n)^2},$$

где X_n , Y_n — координаты пункта ГНСС в n -ый день года (в метрах), X_{n+1} , Y_{n+1} — координаты того же пункта, определенные после его смещения за 1 сутки.

В большинстве случаев величина горизонтального смещения для обеих станций составляет несколько миллиметров в сутки, что не согласуется со скоростью горизонтального перемещения, рассчитанной в мм/год. Так, пункт IRKJ смещается в северном направлении со скоростью $-6,659 \pm 0,089$ мм/год, а в восточном — $25,306 \pm 0,062$ мм/год. Соответствующие значения для станции BADG равны $-6,521 \pm 0,059$ и $26,534 \pm 0,042$ мм/год. Эта разница объясняется колебательным характером современных движений: в течение нескольких дней нередко меняется и направление, и знак перемещения (восходящие дви-

жения сменяются нисходящими). Такие флуктуации нивелируются при расчете скорости смещения за длительный интервал времени (мм/год). Как отмечено в [Borre, Tiberius, 2000], изменчивая во времени компонента движения может быть условно обозначена как «шум», а вторая, более устойчивая — как «сигнал». Значения $X_{\text{сигнал}}$, $Y_{\text{сигнал}}$ на 2 порядка ниже X и Y , а временные вариации $V_{\text{сигнал}}$ незначительно связаны с современной сейсмичностью. В связи с этим в нашей работе проанализированы только значения V , хотя данные о погрешности определения X и Y в [GNSS..., 2024] отсутствуют. Несмотря на этот существенный методический недостаток, полученный нами результат представляется достаточно достоверным, поскольку в [Бабешко и др., 2012] был использован аналогичный подход к обработке временных рядов координат с суточным разрешением. При этом временные ряды компонент местоположения пунктов ГНСС в районе Большого Сочи были определены с точностью 3–6 мм в горизонтальной плоскости [Шестопалов и др., 2020]. В [Панжин, 2024] также рассмотрены посуточные временные ряды координат нескольких станций, расположенных на территории Кузнецкого угольного бассейна. Точность их определения в горизонтальной плоскости составляет 2–3 мм. Сходное значение 2,5 мм получено для точности координат семи станций в Антарктиде [Матвеев и др., 2012]. В районе Петропавловского геодинамического полигона ошибки определения координат составили первые миллиметры [Гаврилов и др., 2023]. Таким образом, несмотря на низкую точность определения координат с суточным разрешением, разные авторы сочли возможным провести анализ посуточных временных рядов. Отметим также, что во всех упомянутых случаях использованы данные региональных и локальных сетей. Логично предположить, что точность данных Международной сети ГНСС должна быть существенно выше.

Результаты и их обсуждение. В районе Северомуйского тоннеля значения гипсометрического интеграла варьируют от 0,05 до 0,70 при медиане 0,43, что указывает на достаточно активное развитие рельефа и подчеркивает неслучайный характер взаимосвязи морфометрических параметров и сейсмичности. Около 40 % эпицентров землетрясений локализовано в пределах трех крупных впадин — Верхнеангарской, Муйско-Куандинской и Баргузинской, занимающих ~7 % площади рассмотренной территории. Они интерпретируются как фланговые присдвиговые структуры, развивающиеся в условиях сочетания левостороннего сдвига и северо-западного растяжения. Концентрация деформаций (в том числе инициирующих сейсмические события) в их пределах объяснима тектонофизической моделью, рассмотренной в [Семинский, Когут, 2009].

В рельефе впадины (и особенно их границы) выделяются по положительным аномалиям трех морфометрических параметров — глубины верти-

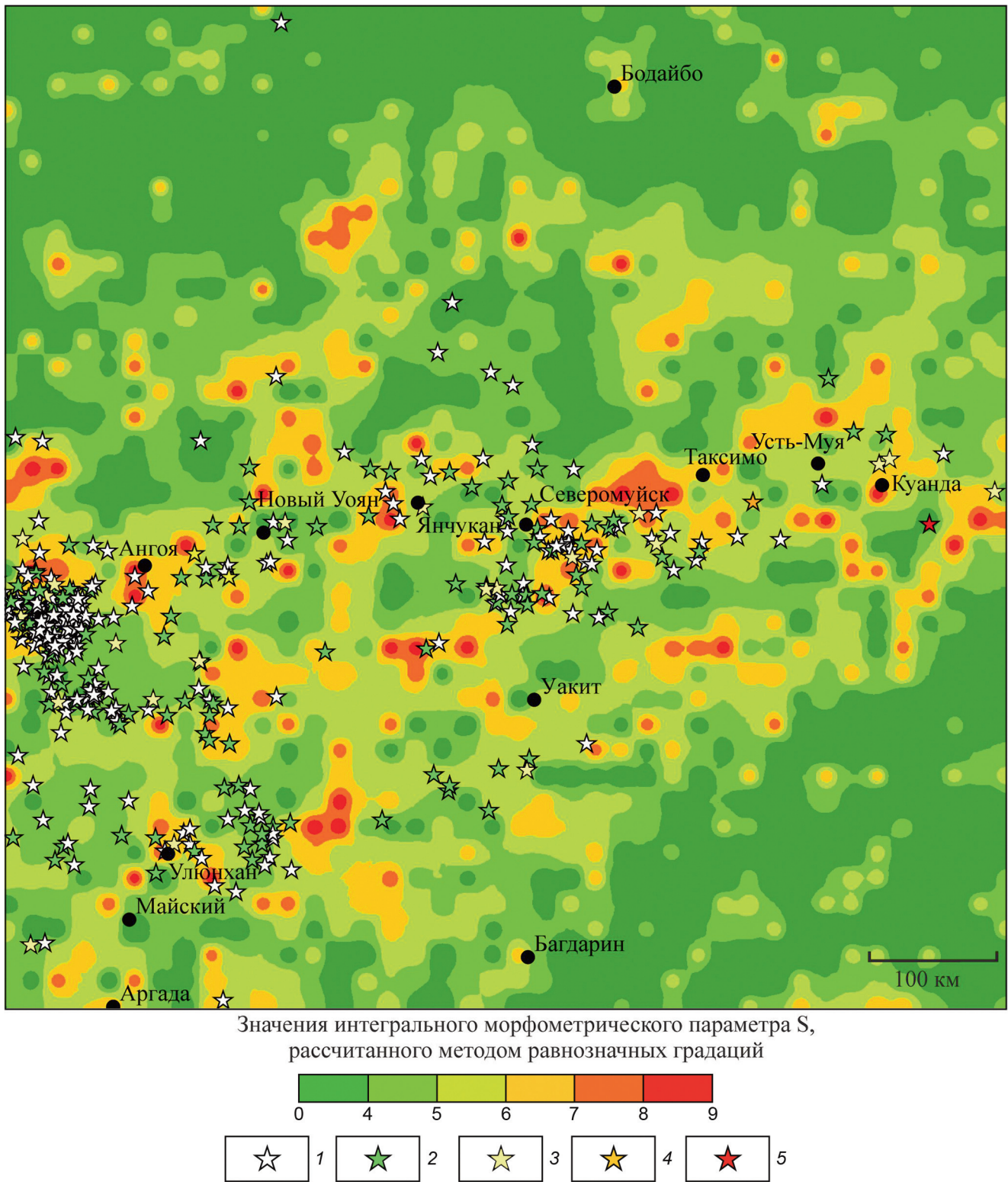


Рис. 3. Схема интегрального морфометрического параметра S , рассчитанного методом равнозначных градаций: 1–5 — эпицентры землетрясений с моментной магнитудой, по [United..., 2024]: 1 — 3–4, 2 — 4–5, 3 — 5–6, 4 — 6–7, 5 — 7–7,4

кального расчленения, асимметрии и эксцесса высот. Эти аномалии могут быть оконтурены по значениям, превышающим как медиану, так и 3-й квартиль: в первом случае они занимают половину площади рассмотренного района, и в их пределах локализовано от 59 до 66 % эпицентров землетрясений, а во втором — 1/4 площади, на которую приходится от

42 до 46 % эпицентров (табл. 1, 2). При обработке 3-х морфометрических параметров как методом равнозначных градаций (рис. 3), так и γ -оператором нечеткой логики (рис. 4) сейсмоактивные участки выделяются по повышенным значениям S . Судя по табл. 3 и 4, оба подхода в равной мере информативны. Достоверность применения нечеткой логики

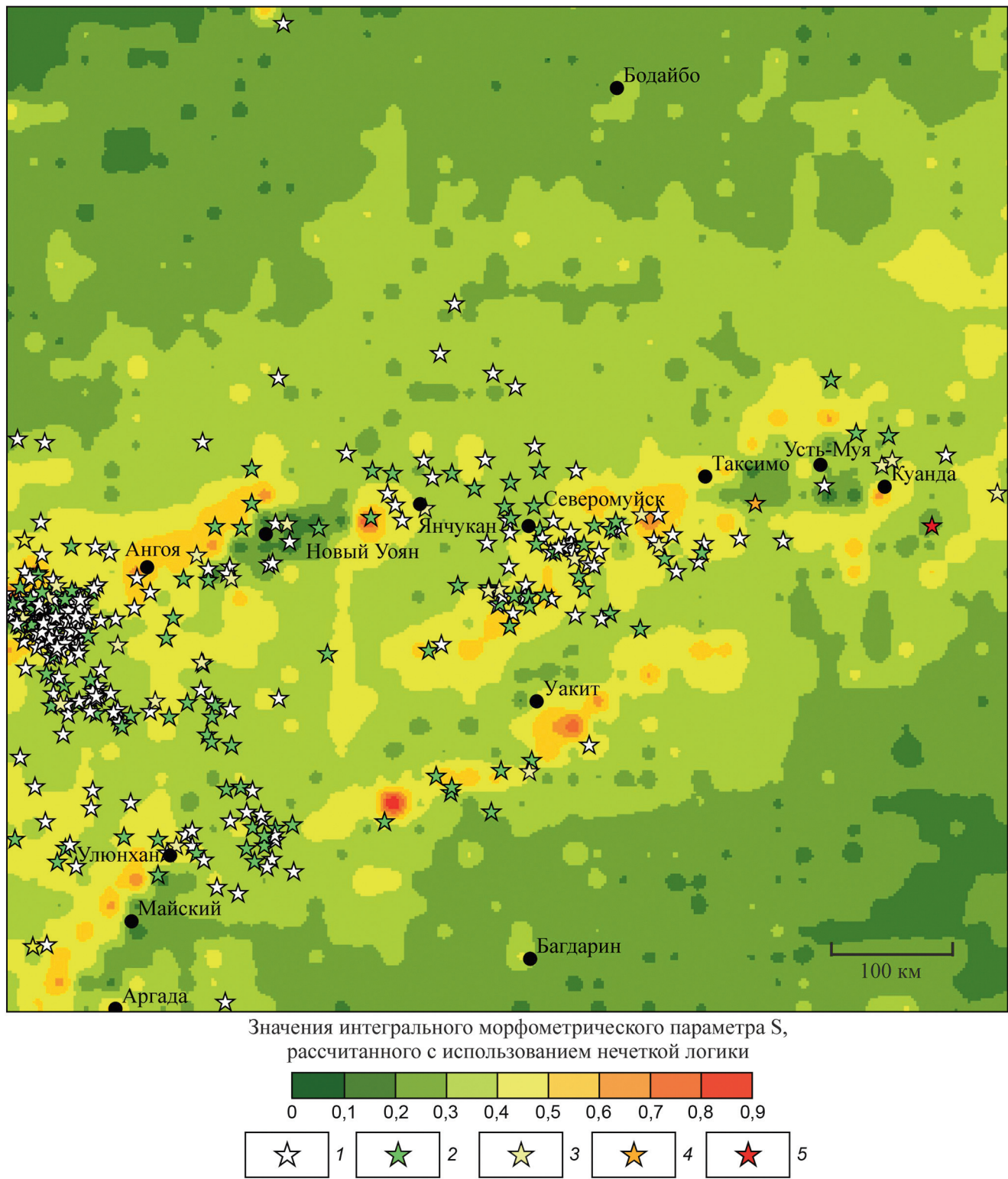


Рис. 4. Схема интегрального морфометрического параметра S , рассчитанного с использованием нечеткой логики: 1–5 — эпицентры землетрясений с моментной магнитудой, по [United..., 2024]: 1 — 3–4, 2 — 4–5, 3 — 5–6, 4 — 6–7, 5 — 7–7,4

подтверждена значением AUC (area under curve, площадь под кривой), равном 0,79 (максимально возможное значение — 1,0). Сходное значение AUC получено при оценке достоверности результатов применения метода равнозначной градации — 0,72 (рис. 5). На наш взгляд, его достоинством служит простота расчета, а использование аппарата нечет-

кой логики дает возможность варьировать алгоритм определения S за счет изменения значений γ , способа преобразования раstra в нечеткое множество и типа наложения (вместо γ -оператора можно использовать нечеткую сумму, нечеткое произведение, операторы «и» и «или»).

Таблица 1

Значения медианы и 3-го квартиля морфометрических параметров рельефа района Северомуйского тоннеля Байкало-Амурской магистрали

Параметр	Медиана	3-й квартиль
Асимметрия высот	0,174	0,534
Экссесс высот	-0,487	-0,056
Глубина вертикального расчленения рельефа, м	688	926

Таблица 2

Доля эпицентров землетрясений, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают медиану и 3-й квартиль

Параметр	Доля эпицентров землетрясений, расположенных в областях, где значения морфометрических параметров рельефа превышают	
	медиану	3-й квартиль
Асимметрия высот	0,59	0,43
Экссесс высот	0,62	0,42
Глубина вертикального расчленения рельефа, м	0,66	0,46

Таблица 3

Доля эпицентров землетрясений, расположенных в областях повышенных значений интегрального морфометрического параметра S, рассчитанного методом равнозначных градаций

Значение интегрального морфометрического параметра S	Доля площади	Доля эпицентров землетрясений
≥4	0,65	0,94
≥5	0,36	0,71
≥6	0,12	0,33

Таблица 4

Доля эпицентров землетрясений, расположенных в областях повышенных значений интегрального морфометрического параметра S, рассчитанного с использованием нечеткой логики

Значение интегрального морфометрического параметра S	Доля площади	Доля эпицентров землетрясений
≥0,3	0,58	0,95
≥0,4	0,16	0,57

Таблица 6

Изменение скорости горизонтальных перемещений пунктов ГНСС IRKJ и BADG во время сейсмических событий

Пункт ГНСС	Скорость горизонтального перемещения, $\times 10^{-6}$ м/сут			N
	Q1	Q2	Q3	
IRKJ	827	1315 [1294; 1338]	1905	7339
	1020	1585 [1135; 1838]	<u>2147</u>	109
BADG	898	1417 [1390; 1446]	2027	4641
	1560	2089 [2089; 2130]	<u>2361</u>	86

Примечание: Q1 и Q3 — 1-й и 3-й квартили, Q2 — медиана; в квадратных скобках — 90 %-й доверительный интервал медианы, N — объем выборки. Подчеркнуты значения скорости, рассчитанные в те дни, когда происходили сейсмические события в районе пунктов IRKJ и BADG.

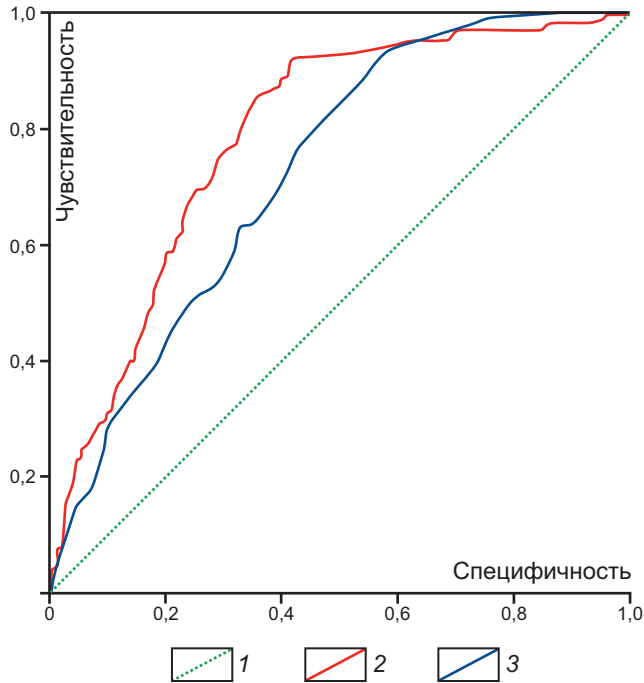


Рис. 5. ROC-диаграмма, показывающая достоверность результатов расчета интегрального морфометрического параметра S с использованием нечеткой логики и методом равнозначных градаций: 1 — линия случайного распределения; 2–3 — ROC-кривые, построенные для оценки достоверности результатов анализа морфометрических параметров: 2 — γ -оператором нечеткой логики, 3 — методом равнозначных градаций

Таблица 5

Значения медианы, 1-го и 3-го квартиля расстояния Земля-Луна и Земля-Солнце в 2000–2024 гг.

Параметр	Квартиль	Объект изучения		
		весь мир (N=9172)	землетрясения с Mw≥7, произошедшие во всем мире (N=369)	землетрясения района Северомуйского тоннеля (N=211)
Расстояние Земля — Луна, км	Q1	371121	371242	370191
	Q2	385845 [385199...386505]	385761 [381635...388281]	380638 [377917...387869]
	Q3	399929	399363	396494
Расстояние Земля — Солнце, а. е.	Q1	0,9883	0,9961	0,9851
	Q2	1,0000 [0,9997...1,0008]	0,9992 [0,9876...1,0115]	0,9937 [0,9899...0,9968]
	Q3	1,0120	1,0018	1,0109

Примечание: Q1 и Q3 — 1-й и 3-й квартили, Q2 — медиана; в квадратных скобках — 90 %-й доверительный интервал медианы.

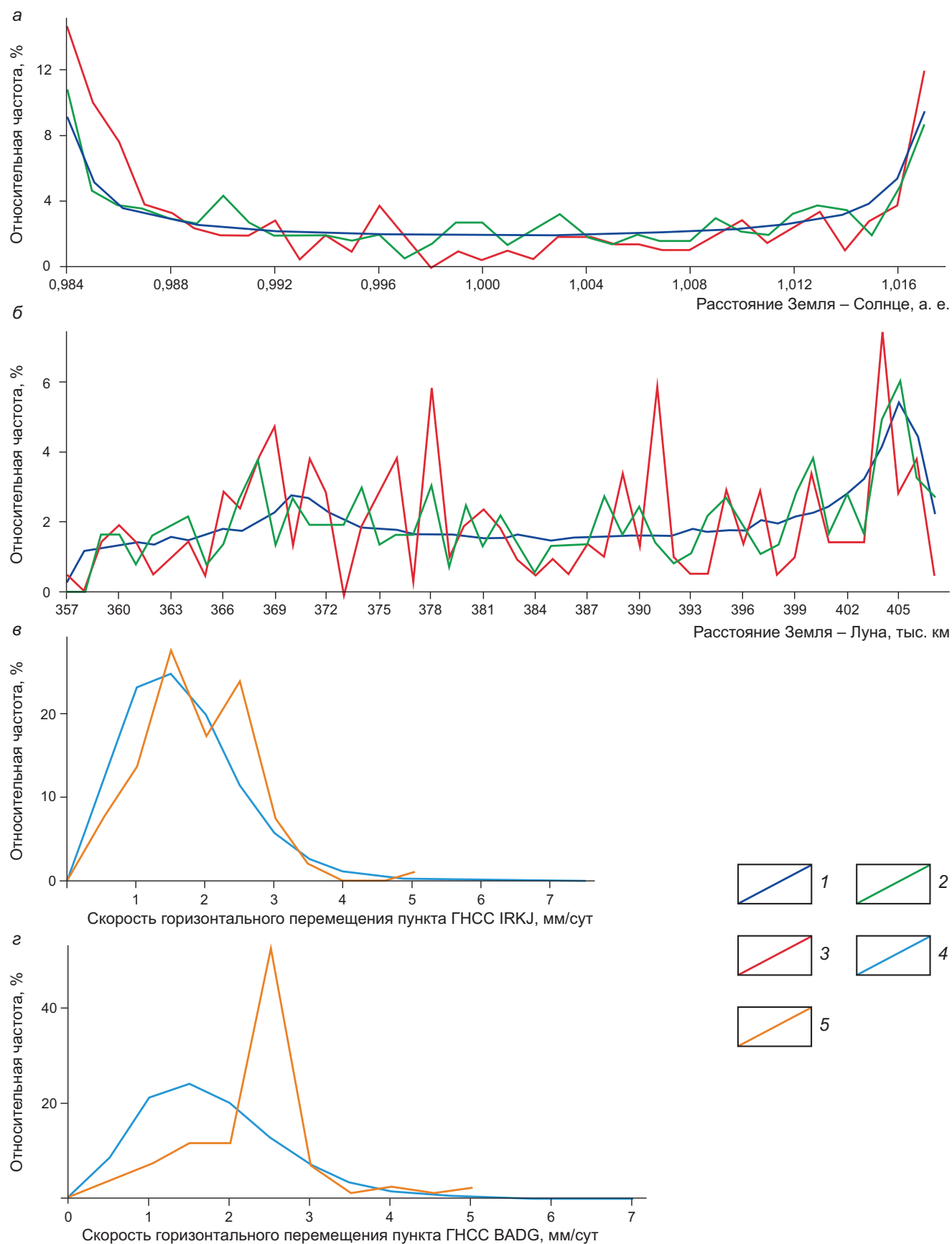


Рис. 6. Графики частотного распределения расстояния Земля — Солнце (а) и Земля — Луна (б), горизонтальной скорости пунктов ГНСС IRKJ (в) и BADG (г). 1–5 — выборки, элементами которых служат значения показанных на графиках параметров, рассчитанных для: 1 — всего мира; 2 — землетрясений с $M_w \geq 7$, произошедших во всем мире; 3 — землетрясений района Северомуйского тоннеля; 4 — всего периода наблюдений на определенном пункте ГНСС; 5 — для землетрясений, произошедших в радиусе 300 км от определенного пункта ГНСС

Установлено, что землетрясения как во всем мире в целом, так и в районе Северомуйского тоннеля чаще всего происходят при относительно небольших расстояниях от Земли до Луны и Солнца (табл. 5, рис. 6, а, б). Эта закономерность объяснима усилением гравитационного воздействия на литосферу Земли. Согласно [Федоров и др., 2022], сила притяжения между Землей, Луной и Солнцем составляет от $3,45 \times 10^{18}$ до $3,70 \times 10^{18}$ Н, а между Землей и остальными планетами Солнечной системы — от $9,36 \times 10^{13}$ до $3,69 \times 10^{14}$ Н. Расчет был выполнен по классической формуле закона всемирного тяготения с учетом вариаций расстояния от Земли до других планет и Солнца. Таким образом, взаимодействие в системе Солнце—Земля—Луна оказывает наибольшее влияние на сейсмичность, хотя приливное воздействие со стороны других планет также влияет на распределение землетрясений по времени. Это влияние наиболее значимо в отношении Марса и Венеры, поскольку сила притяжения между ними и Землей меняется в десятки раз в процессе орбитальных движений [Федоров и др., 2022].

Показано, что сейсмические события в радиусе 300 км от станций ГНСС IRKJ и BADG сопровождаются увеличением горизонтальной скорости последних, однако этот вывод требует уточнения из-за того, что погрешность определения горизонтальной скорости с посуточным разрешением не оценена с достаточной степенью достоверности (табл. 6; рис. 6, в, г).

Выводы. 1. Установлена приуроченность эпицентров современных землетрясений района Северомуйского тоннеля к положительным аномалиям трех морфометрических параметров рельефа — глубины вертикального расчленения, асимметрии

и эксцесса высот. Границы аномалий могут быть проведены по значениям, превышающим медиану или 3-й квартиль.

2. Обоснована равная степень информативности обработки морфометрических параметров рельефа методом равнозначных градаций и γ -оператором нечеткой логики для выделения сейсмоактивных участков.

3. Показано, что сейсмические события чаще происходят при малом расстоянии от Земли до Луны и до Солнца, что объяснимо усилением гравитационного воздействия на литосферу Земли.

4. Сейсмические события в районах станций ГНСС IRKJ и BADG сопровождаются увеличением горизонтальной скорости перемещения этих пунктов, масштаб которого требует уточнения из-за того, что погрешность временных рядов координат была оценена приближенно.

Благодарности. Выражаем благодарность члену-корреспонденту РАН, д. ф.-м. н. А.Л. Собисевичу за помощь в подготовке работы, а также проф. РАН, д. ф.-м. н. Г.М. Стеблову и к. ф.-м. н. А.Г. Гоеву за конструктивные замечания.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН, НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ», «Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики», «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений», «Режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли» (МГУ имени М.В. Ломоносова) и комплексной экспедиции РГО, приуроченной к 50-летию начала строительства Байкало-Амурской магистрали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Новые возможности геоморфологических и тектонофизических методов для анализа сейсмичности на примере Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы // Наука и технологические разработки. 2021. Т. 100, № 3. С. 40–52.

Андреева М.Ю., Сасорова Е.В., Левин Б.В. Особенности внутригодового распределения землетрясений Курильского региона // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 85–95.

Бабешико В.А., Шестопалов В.Л., Калинин В.В. и др. К проблеме оценки состояния сейсмичности в зонах повышенной геодинамики // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2012. № 2. С. 7–10.

Булатова Н.П. Пространственно-временное исследование сейсмичности Земли: Дисс. ... канд. физ.-мат. н. М., 2004. 136 с.

Гаврилов В.А., Полтавцева Е.В., Титков Н.Н. и др. Мониторинг изменений напряженно-деформированного состояния геосреды в районе Петропавловского геодинамического полигона по данным комплексных скважинных и GPS-измерений на активной фазе подготовки Жупановского землетрясения (30.01. 2016; Mw=7.2) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 6. С. 1–12.

Геоморфология / Под ред. А.Н. Ласточкина, Д.В. Лопатина. М.: Академия, 2005. 528 с.

Жирова А.М., Жиров Д.В. Анализ связи сейсмичности рудника Расвумчорр (Хибины) с солнечно-лунными приливами // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2015. № 56. С. 254–263.

Захаров В.С., Смирнов В.Б. Физика Земли. М.: НИЦ ИНФРА-М, 2016. 328 с.

Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г. и др. Механизм развития системы островная дуга — задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее — раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 3. С. 209–226.

Копылов И.С. Морфонеотектоническая система оценки геодинамической активности. Пермь, 2019. 132 с.

Матвеев А.Ю., Федоров Д.В., Гребнев В.Н. и др. Высокоточные временные ряды координат, полученные из GNS-наблюдений в Антарктиде: I. Геодезические определения // Геодезия и картография. 2012. № 11. С. 17–23.

Национальный атлас России Т. 2. Природа и экология. М.: ГОСГИСЦЕНТР, 2004. 495 с.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

Панжин А.А. Исследования природной и техногенной сейсмичности Кузнецкого угольного бассейна // Проблемы недропользования. 2024. № 1 (40). С. 102–114.

Семинский К.Ж., Козут Е.И. Определяющие факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: результаты физического эксперимента // ДАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 76–79.

Собисевич А.Л., Стеблов Г.М., Агibalов А.О. и др. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа и сейсмичности острова Сахалин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 32–41.

Трегуб А.И., Жаворонкин О.В. Морфометрия современной поверхности и неотектоническая структура территории ВКМ // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. 2000. № 3. С. 19–26.

Федоров В.М., Залиханов А.М., Дягтерев К.С. Гравитационные факторы и астрономическая хронология вулканической и сейсмической активности Земли. М.: КДУ, Университетская книга, 2022. 308 с.

Шевченко Ю. В., Яковенко В. В. Приливные эффекты в сейсмичности Авачинского вулкана // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5, № 1. С. 89–95.

Шестопалов В.Л., Фоменко В.А., Глазырин Е.А. и др. Многомерный анализ временных рядов GNSS-наблюдений в районе Большого Сочи в 2017–2018 гг. // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и промышленных вызовов («Опасные явления-II»). 2020. С. 109–112.

Borre K., Tiberius C. Time series analysis of GPS observables // Proceedings of the 13th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GPS 2000). 2000. P. 1885–1894.

GNSS Time Series. URL: <https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html> (дата обращения: 01.09.2024).

Lolli B., Gasperini P., Vannucci G. Empirical conversion between teleseismic magnitudes (mb and Ms) and moment magnitude (Mw) at the Global, Euro-Mediterranean and Italian scale // Geophysical Journal International. 2014. Vol. 199. P. 805–828.

Sandu I.S. Анализ глобальной сейсмической активности в системе Земля — Солнце и Луна // Научная дискуссия: вопросы математики, физики, химии, биологии. 2016. № 6–7. С. 38–43.

Sobisevich A.L., Steblov G.M., Agibalov A.O., et al. Seismic Domain Identification Algorithm Using Fuzzy Logic Methods with Combined Geological and Geomorphological Data for the Case of Sakhalin Island // Russian Journal of Earth Sciences. 2024. Vol. 24. ES2004.

Solar System Dynamics. URL: <https://ssd.jpl.nasa.gov/> (дата обращения: 10.12.2024).

United States Geological Survey. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения: 10.12.2024).

Yadav S.K., Singh S.K. Morpho-tectonic assessment of Central Northern escarpment of Peninsular India, based on tectonically sensitive geomorphic indices // Physical Geography. 2022. Vol. 43, No. 6. P. 753–783.

Статья поступила в редакцию 25.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 550.8.01: 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-39-49

ДЕТАЛИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ОДНОМЕРНОГО РЕГРЕССИОННОГО И ОДНОФАКТОРНОГО ДИСПЕРСИОННОГО АНАЛИЗОВ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Михаил Аркадьевич Левитан²,
Руслан Рустемович Габдуллин³✉

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8798-4425>

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; m-levitan@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@geokhi.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. На основе комплексного литолого-геохимического анализа осадков юга Охотского моря и северо-западной части Тихого океана впервые выполнено литолого-фациальное районирование региона. Выделены три фациальные области: Курильская котловина, Курило-Камчатский глубоководный желоб и Северо-Западная часть Тихого океана, каждая из которых подразделена на две подобласти с характерными морфологическими и седиментационными признаками. Установлены различия в источниках и составе терригенного и вулканотерригенного материала, степени первичной биологической продуктивности, а также роли гравитационных и гидродинамических процессов в формировании донных осадков. Однофакторный дисперсионный анализ и методы математической статистики позволили выявить устойчивые геохимические индикаторы (Si/Al, Fe, Ti, Th), разграничивающие литолого-фациальные зоны. Наиболее продуктивной по биогенному осадконакоплению и насыщенной терригенным материалом оказалась Курильская котловина, в то время как наибольшее влияние вулканизма зафиксировано в Курило-Камчатском желобе. Северо-западная часть Тихого океана характеризуется слабой поставкой осадочного материала и преобладанием пелагических и гемипелагических осадков.

Полученные результаты подтверждают значимость геолого-геохимического подхода и методов статистического анализа в фациальном районировании современных морских бассейнов.

Ключевые слова: органический углерод, распределение углерода, диагенез, донные осадки Охотского моря, донные осадки Тихого океана, современные осадки, корреляционный анализ Пирсона, регрессионный анализ, сила воздействия ветра, поверхностные температуры

Для цитирования: Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация современной фациальной структуры Курильской котловины и западной части Тихого океана по данным одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 39–49.

DETAILED MODERN FACIES STRUCTURE OF KURIL BASIN AND WESTERN PACIFIC OCEAN ACCORDING TO UNIVARIATE REGRESSION AND ONE-FACTOR VARIANCE ANALYSES

Kirill V. Syromyatnikov¹, Michael A. Levitan², Ruslan R. Gabdullin³✉

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; m-levitan@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@geokhi.ru ✉

Abstract. Based on a comprehensive lithologic and geochemical analysis of sediments from the southern Sea of Okhotsk and the northwestern Pacific Ocean, the lithologic-facies zoning of the region was performed for the first time. Three facies areas were identified: the Kuril Basin, the Kuril-Kamchatka Deepwater Trough, and the Northwest Pacific Ocean, each of which is subdivided into two subareas with characteristic morphological and sedimentary features. Differences in the sources and composition of terrigenous and volcanic-terrigenous material, the degree of primary biological productivity, and the role of gravitational and hydrodynamic processes in the formation of bottom sediments were established. Single-factor dispersion analysis and mathematical statistics methods allowed us to identify stable geochemical indicators (Si/Al, Fe, Ti, Th) that distinguish lithologic-facial zones. The Kuril Basin turned out to be the most productive in terms of biogenic sedimentation and saturated with terrigenous material, while the greatest influence of volcanism was recorded in the Kuril-Kamchatka Trough. The Northwest Pacific Ocean is characterized by a weak supply of sedimentary material and the predominance of pelagic and hemipelagic sediments.

The results obtained confirm the significance of the geological and geochemical approach and methods of statistical analysis in facies zoning of modern marine basins.

Keywords: organic carbon, carbon distribution, diagenesis, bottom sediments of the Sea of Okhotsk, bottom sediments of the Pacific Ocean, modern sediments, Pearson correlation analysis, regression analysis

For citation: Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R. Detailed modern facies structure of Kuril Basin and Western Pacific Ocean according to univariate regression and one-factor variance analyses. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 39–49. (In Russ.).

Введение. Литолого-фациальный анализ современных осадков морей и океанов, как известно, имеет своей целью выявление фациальной структуры рассматриваемого бассейна седиментации с помощью выделения фациальных индикаторов, изучения и картирования их изменчивости, установления соответствия литофаций фациальным условиям накопления осадков. Естественно, что такие исследования представляют интерес также и для литологов, изучающих более древние бассейны осадконакопления с помощью сравнительно-литологического метода [Страхов, 1945]. В последние годы все чаще литологи не останавливаются на описании полученных результатов в качественном виде, а стараются подтвердить их на основе применения методов корреляционного, одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов, указывая, например, достоверность, доверительный интервал и прочие параметры [Занин и др., 2011; Сыромятников, Левитан, 2014; Сыромятников, Габдуллин, 2022; Hongjun, et al., 2017; Nasra, et al., 2014].

Изучению процессов седиментации в исследуемом нами регионе посвящено множество научных работ российских и зарубежных коллег [Безруков, 1955; Безруков, Мурдмаа, 1959; Горбаренко и др., 2000; Терехов и др., 2008; Деркачев и др., 2004; Патрикеев и др., 2016; Wang, et al., 2011; Higgins, et al., 1999; Nürnberg, Tiedemann, 2004]. В качестве основы для исследования мы выбрали статью [Саттарова, Аксентов, 2019], содержащую значительный массив гранулометрических и геохимических данных по поверхностному слою донных осадков, собранных в нескольких рейсах научно-исследовательских судов в Охотском море, на северо-западе Тихого океана и в Беринговом море. Материалы по последнему району в нашей работе не использовались.

Основной целью является изучение особенностей седиментации трех рассматриваемых областей и связанных с ними подобластей исследуемого региона на основе методов статистического анализа.

Поставленные задачи решались с помощью применения корреляционного анализа Пирсона в программе Excel в соответствии с методикой [Берк, Кэйри, 2005], а также методов однофакторного дисперсионного и одномерного регрессионного анализов в программе Statgraphics plus v. 5.

Материалы и методы исследований. На рис. 1 показано расположение изученных проб с номерами океанографических станций. В статье использованы данные по геохимии и гранулометрии поверхностных осадков, отобранных в ходе международных научных экспедиций на научно-исследовательских судах «Sonne» (рейс So223, 2012 г.) и «Академик М.А.

Лаврентьев» (рейсы LV55 — 2011 г., LV63 — 2013 г., LV71 — 2015 г.) Гранулометрический состав определяли с использованием лазерного анализатора частиц ANALYSETTE 22 (FRITSCH, Германия) по методике, описанной в [Боцул, 2002]. Определение содержания общего органического углерода проводилось на анализаторе TOC-VCPN с приставкой для сжигания твердых проб SSM-5000A (SHIMADZU, Япония). Относительное стандартное отклонение составило 1,5 % для общего углерода и 2,0 % — для неорганического. Химический анализ выполнен в Центре коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Для проведения литохимического анализа пробы предварительно сушили в сушильном шкафу при температуре 30–50 °С до воздушно-сухого состояния. Подготовка проб осуществлялась методом открытого кислотного разложения [Саттарова, Аксентов, 2019].

Результаты исследования и их обсуждение. Изучение представленного в статье [Саттарова, Аксентов, 2019] материала позволило нам впервые выделить три литолого-фациальные области: Курильскую котловину Охотского моря, Курило-Камчатский глубоководный желоб и северо-западную часть Тихого океана. В каждой области выделены две подобласти (табл. 1). В качестве фациальных индикаторов выбраны: гранулометрический состав, отношение Si/Al и содержания Ti, Fe, Th, C_{орг}. Отношение Si/Al выбрано нами для качественной оценки содержания биогенного кремнезема в осадках изученных областей. Как известно, алюминий поступает в морские осадки исключительно за счет терригенного сноса с прилегающей суши, входя в состав глинистых минералов и детритового материала. Биогенный опал, напротив, содержит почти чистый SiO₂ без значимых количеств алюминия. Поэтому увеличение доли биогенного опала ведет к возрастанию общего отношения Si/Al в осадке. При этом количество песчаного материала, где наиболее высоко содержание терригенного кварца, резко понижено по сравнению с алевроитовыми и пелитовыми фракциями (табл. 1). В данном случае содержание общего кремнезема [Овсепян и др., 2014] представляет собой суммарное значение биогенной и терригенной его частей. В то же время содержание Al в основном связано с терригенным пелитовым материалом. Данные по гранулометрическому составу приведены в табл. 1, а по химическому составу — в табл. 2, 3.

В результате проведения однофакторного дисперсионного анализа было исследовано 34 образца донных осадков трех выделенных фациальных областей и их подобластей на основе анализа геохимических и гранулометрических данных [Саттарова,

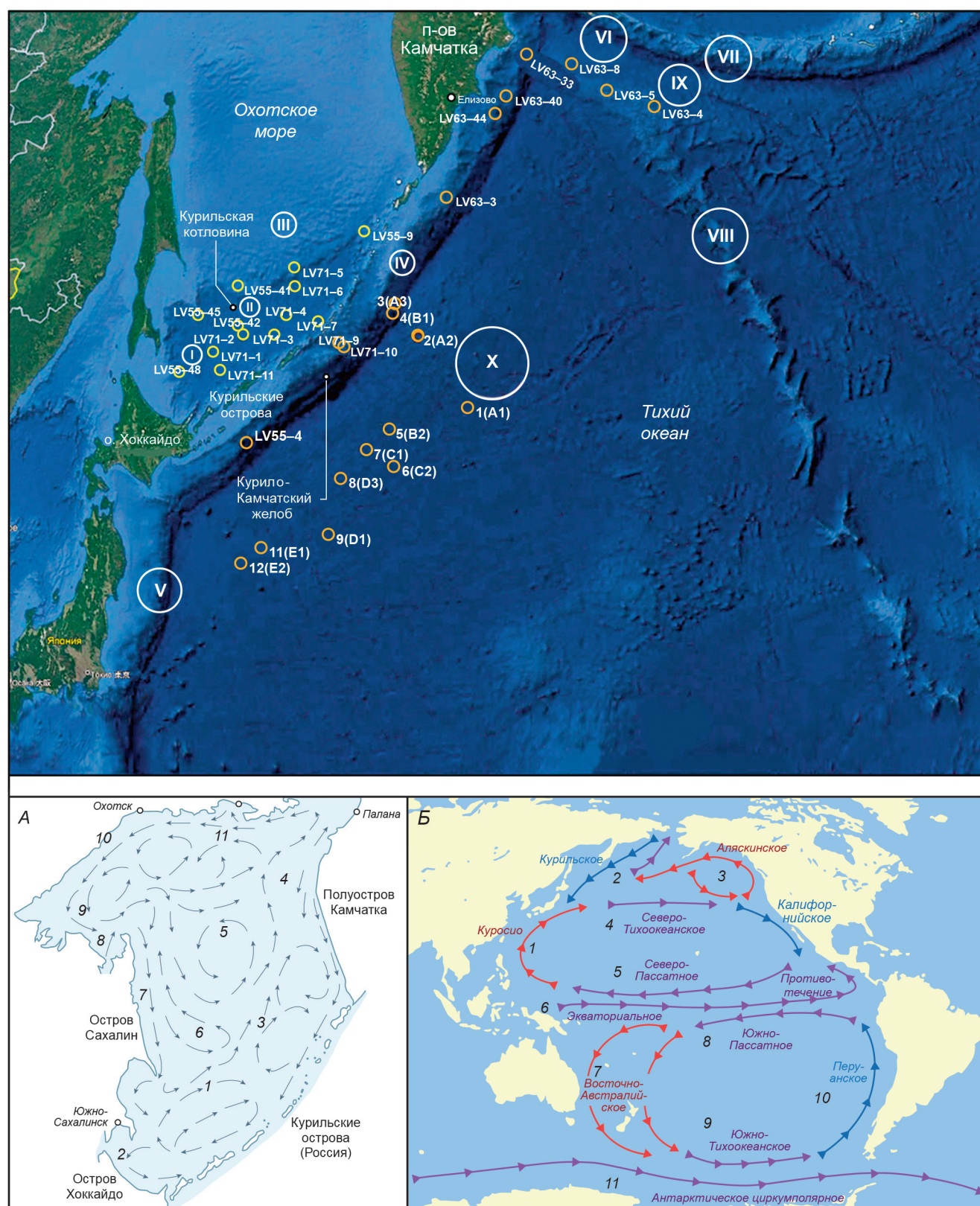


Рис. 1. Обзорная карта района исследования с положением станций отбора проб [Саттарова, Аксентов, 2019]: I — Присахалинский (Западный прогиб), II — Прикурильский (Восточный прогиб), III — возвышенность Академии Наук, IV — Вал Зенкевича, V — Японский вал, VI — возвышенность Обручева, VII — Алеутская островная дуга, VIII — Императорская вулканическая зона, IX — возвышенность Детройта, X — Северо-Западная котловина (северо-западной части Тихого океана). А — стрелками показаны направления перемещения поверхностных течений в Охотском море: 1 — Северо-восточное течение, 2 — течение СОЯ, 3 — Западно-камчатское, 4 — Северная ветвь, 5 — Срединное течение, 6 — Восточно-сахалинское противотечение, 7 — Восточно-сахалинское, 8 — Мурское, 9 — Северо-охотское противотечение, 10 — Северо-охотское, 11 — Ямское. Б — стрелками показаны направления перемещения поверхностных течений в северо-западной части Тихого океана: 1 — Кurocисо, 2 — Курильское, 3 — Аляскинское; 4 — Северо-Тихоокеанское; 5 — Северо-Пассатное; 6 — Экваториальное противотечение, 7 — Восточно-Австралийское течение, 8 — Южно-Пассатное, 9 — Южно-Тихоокеанское, 10 — Перуанское, 11 — Антарктическое циркумполярное

Таблица 1

Расположение проб поверхностного слоя донных осадков в южной части Охотского моря и северо-западной части Тихого океана и их гранулометрический состав [Саттарова, Аксентов, 2019, с изменениями]

ФП	Станция	Координаты		Глубина, м	Гранулометрический состав, %		
		с.ш.	в.д.		>0,063 мм	0,004–0,063 мм	>0,004 мм
1	LV71-1	46°08,8'	146°00,0'	3481	0	46	54
1	LV71-2	46°41,08'	147°27,99'	3352	0	53	47
1	LV71-3	46°38,002'	148°59,995'	3363	0	46	54
1	LV71-4	47°12,005'	149°36,992'	3366	0	67	33
1	LV71-6	48°02,960'	150°00,292'	3351	2	55	43
1	LV71-7	46°57,020'	151°5,011'	3300	4	65	31
1	LV71-11	45°36,300'	146°23,100'	3206	0	44	56
1	LV55-42	46°56,91'	147°12,289'	3354	0	43	57
2	LV71-5	48°37,261'	150°00,315'	1700	0	71	29
2	LV55-9	49°31,255'	153,27,141'	1937	0	78	21
2	LV55-41	48°9,488'	147°8,372'	1639	0	49	51
2	LV55-45	47°18,395'	145°10,358'	2426	0	78	21
2	LV55-48	45°33,14'	144°19,964'	767	0	55	45
3	LV55-4	43°24,743'	147°36,978'	2909	1	76	24
3	LV71-9	46°16,086'	152°02,101'	3430	2	74	24
3	LV63-3	50°12,6995'	157°28,5013'	1495	46	37	17
3	LV63-40	52°59,2205'	160°56,5172'	2927	34	43	22
3	LV63-44	52°30,9397'	160°16,9615'	1668	2	62	37
4	4(B1)	46°58,001'	154°32,703'	5767	0	57	43
4	LV71-10	46°07,870'	152°12,182'	4722	0	71	29
4	3(A3)	47°14,261'	154°42,319'	4976	1	78	21
5	LV63-4	51°37,5235'	167°49,7646'	2951	11	63	26
5	LV63-5	52°29,0948'	165°49,9814'	3131	21	56	23
5	LV63-8	53°33,9217'	164°27,5782'	3083	22	52	26
5	LV63-33	54°20,0411'	162°07,1840'	1465	14	58	28
6	1(A1)	43°58,190'	157°19,796'	5412	0	68	31
6	2(A2)	46°14,024'	155°33,100'	4869	0	67	33
6	5(B2)	43°34,990'	153°57,964'	5378	8	67	25
6	6(C2)	42°29,002'	153°59,905'	5297	1	71	28
6	7(C1)	43°02,217'	152°59,129'	5222	1	77	22
6	8(D3)	42°14,614'	151°43,506'	5127	0	76	24
6	9(D1)	40°35,012'	150°59,630'	5401	0	63	37
6	11(E1)	40°12,891'	148°06,042'	5349	0	67	33
6	12(E2)	39°43,417'	147°10,014'	5229	0	72	28

Примечания. Для выделения гранулометрических типов использована шкала С.К. Уэнтворта [Wentworth, 1922], цит. по [Фролов, 1993]. Фациальные подобласти (ФП): 1 — абиссальная равнина Курильской котловины, 2 — северный склон Курильской котловины, 3 — островной склон Курило-Камчатского желоба, 4 — тальвег Курило-Камчатского глубоководного желоба, 5 — поднятия Обручева и Детройта, 6 — Северо-Западная глубоководная котловина Тихого океана.

Таблица 2

Результаты однофакторного дисперсионного анализа по распределению Th (мг/кг); отношению Si/Al; $C_{орп}$, Ti и Fe (масс. %) в изученных донных осадках

Параметры	Источник	Сумма квадратов, SS	Степени свободы, Df	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
Th, мг/кг	Между группами	48,93	5	9,79	6,07	0,0006
	Внутри групп	45,12	28	1,61		
	Общая	94,05	33			
Si/Al	Между группами	28,84	5	5,77	4,31	0,005
	Внутри групп	37,43	28	1,34		
	Общая	66,26	33			
$C_{орп}$, %	Между группами	2,41	5	0,48	4,53	0,0037
	Внутри групп	2,97	28	0,11		
	Общая	5,38	33			
Fe, %	Между группами	8,02	5	1,60	3,6	0,0122
	Внутри групп	12,46	28	0,45		
	Общая	20,48	33			
Ti, %	Между группами	0,09	5	0,02	5,46	0,0013
	Внутри групп	0,09	28	0,003		
	Общая	0,18	33			

Аксентов, 2019]. Главным образом рассматривалось соотношение средних показателей по содержанию химических индикаторов обстановок осадконакопления, характерных для трех выделенных областей и трех подобластей. В табл. 2 и 3 приведены результаты дисперсионного анализа: 1) суммы квадратов (SS, Sum of Squares) — инструмент, который используют для оценки общего отклонения набора данных от среднего значения; 2) степени свободы (DF, degrees of freedom) — количество значений или наблюдений в выборке, которые могут быть изменены независимо друг от друга без изменения ее структуры; 3) средние квадраты или среднеквадратичное отклонение отражает меру разброса данных относительно среднего значения (MS, Mean Square); 4) значения критерия Фишера (критерий рассеивания) определяется отношением средних квадратов между группами к средним квадратам внутри групп и служит для проверки равенства дисперсий двух выборок; 5) P-value или уровень значимости статистической модели.

Фациальное районирование. Курильская котловина. Курильская котловина имеет клиновидную форму и несколько сужается к северу (рис. 1). Она представляет собой абиссальную равнину, оконтуренную по изобате 3000 м [Родников и др., 2005]. Несколько изученных проб взяты на меньших глубинах, относящихся к северному склону рассматриваемой котловины.

Поверхностный слой донных осадков Охотского моря на большей части его площади представлен

Таблица 3

Распределение Th (мг/кг); отношения Si/Al; C_{орг}, Ti и Fe (масс. %) в донных осадках изученных фациальных подобластей с уровнем достоверности 95 %

Параметры	ФП	Кол-во образцов	Среднее значение	Стандартная ошибка	Мин. значение	Макс. значение	95 % доверительный интервал для среднего	
							Нижняя граница	Верхняя граница
Th, мг/кг	1	8	4,05	0,45	1,75	5,82	3,40	4,70
	2	5	4,04	0,57	1,32	6,57	3,22	4,86
	3	5	1,62	0,52	1,42	1,92	0,87	2,37
	4	3	2,47	0,73	1,90	2,76	1,41	3,53
	5	4	2,22	0,73	2,11	2,35	1,16	3,29
	6	9	4,82	0,42	3,73	6,80	4,21	5,43
	Общее	34	3,52	–	1,32	6,8		
Si/Al	1	8	5,93	0,41	4,99	7,98	5,34	6,53
	2	5	7,17	0,52	5,54	8,75	6,42	7,91
	3	5	4,77	0,47	3,46	8,83	4,08	5,45
	4	3	5,05	0,67	3,91	5,97	4,08	6,02
	5	4	4,04	0,67	3,73	4,37	3,07	5,01
	6	9	4,86	0,39	4,35	5,51	4,30	5,41
	Общее	34	5,37	–	3,46	8,83		
C _{орг} , %	1	8	1,47	0,45	0,84	1,92	1,30	1,64
	2	5	1,41	0,57	1,28	1,67	1,20	1,62
	3	5	1,20	0,52	0,79	1,55	1,01	1,39
	4	3	1,16	0,73	0,95	1,55	0,89	1,43
	5	4	0,64	0,73	0,57	0,79	0,37	0,92
	6	9	0,92	0,42	0,44	1,45	0,77	1,08
	Общее	34	1,17	–	0,44	1,92		
Fe, %	1	8	3,19	0,45	2,41	4,03	2,85	3,54
	2	5	2,85	0,57	2,35	3,59	2,41	3,28
	3	5	4,25	0,52	2,15	5,37	3,86	4,65
	4	3	3,98	0,73	3,37	4,97	3,42	4,54
	5	4	3,50	0,73	2,86	4	2,94	4,05
	6	9	3,11	0,42	2,46	3,75	2,79	3,43
	Общее	34	3,40	–	2,15	5,37		
Ti, %	1	8	0,24	0,45	0,18	0,30	0,21	0,26
	2	5	0,21	0,57	0,17	0,25	0,17	0,25
	3	5	0,35	0,52	0,17	0,43	0,32	0,39
	4	3	0,33	0,73	0,26	0,42	0,28	0,37
	5	4	0,32	0,73	0,25	0,38	0,27	0,37
	6	9	0,25	0,42	0,19	0,31	0,22	0,28
	Общее	34	0,27	–	0,17	0,43		

Примечания: фациальные подобласти (ФП) — см. прим. к табл. 1; при большом числе выборок из генеральной совокупности 95 % средних значений этих выборок попадут в интервал, определяемый нижней и верхней границами. Составлено авторами на основе данных [Саттарова, Аксентов, 2019].

тонкими терригенными илами, обогащенными остатками диатомей [Безруков, 1955; Страхов, 1979]. На северном склоне Курильской котловины в интервале изученных глубин 767–2426 м на поверхности дна залегают зеленовато-серые алевроиты, пелитово-алевритовые и алевритово-пелитовые терригенные илы с заметной примесью диатомей.

Глубже 3000 м абиссальная равнина Курильской котловины сложена оливковыми пелитово-алевритовыми и алевритово-пелитовыми илами аналогичного состава, но среднее содержание алевритовой фракции в них заметно ниже. Отметим отсутствие в изученных осадках Курильской котловины песчаной фракции.

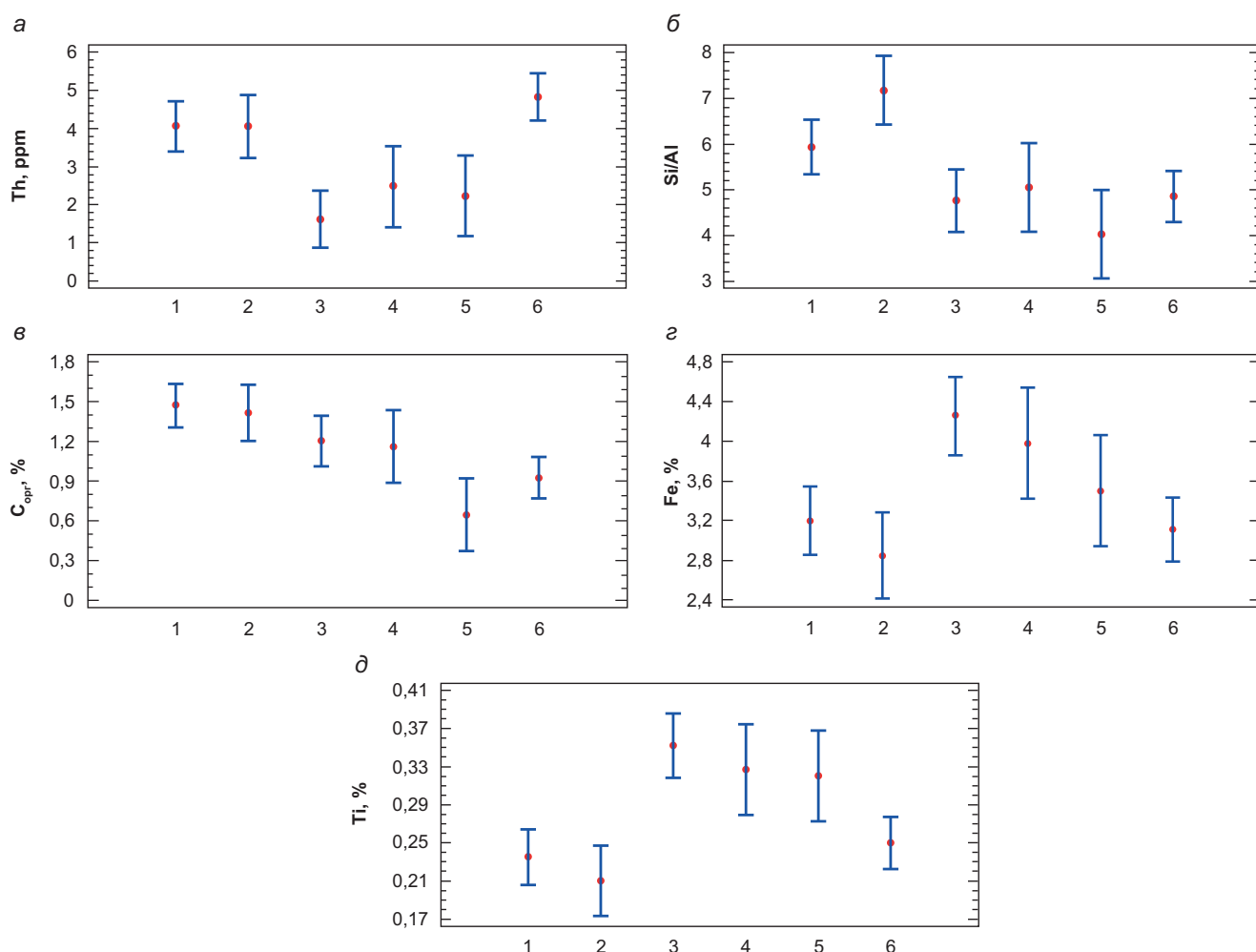


Рис. 2. Средние и 95 % доверительные интервалы распределения: а — Th, мг/кг, б — отношения Si/Al, в — органического углерода (C_{org} , %), г — Fe, %, д — Ti, % в донных осадках трех фациальных областей и подобластей южной части Охотского моря и северо-западной части Тихого океана: 1 — Курильская котловина, 2 — северный склон Курильской котловины, 3 — островной склон Курило-Камчатского желоба, 4 — Курило-Камчатский желоб, 5 — поднятия Обручева и Детройта, 6 — Северо-Западная котловина северо-западной части Тихого океана

Корреляционный анализ показал, что с алевритовой фракцией (рис. 2) тесно связаны содержания Si и Ca, положительная незначительная корреляция также найдена для Sc и Sr (рис. 2). Таким образом, на основе данных дисперсионного анализа биогенные компоненты осадков (кремнистые и карбонатные) приурочены, в основном, к алевритовой фракции (рис. 3). Остальные элементы (и C_{org}) демонстрируют положительную корреляцию с содержанием пелитовой фракции, при этом значимые величины коэффициентов Пирсона обнаружены для K, Nb, Cs, Th, Pb, Rb, Zn, Zr (рис. 3).

В целом для осадков рассматриваемой литолого-фациальной области характерны повышенные значения отношения Si/Al, содержаний C_{org} и Th (табл. 3). Первые два параметра свидетельствуют о заметном вкладе биогенного опала, а последний — о важной роли терригенного материала. В плейстоценовых диатомовых глинах и илах Тихого океана отношение Si/Al в среднем равно 9,52 [Левитан и др., 2025], что намного превышает указанные в табл. 3 значения для осадков Курильской котловины. Содержания Fe

и Ti в исследованных осадках довольно низкие, что можно рассматривать как доказательство незначительной поставки вулканогенного вещества. Вывод об отсутствии заметного влияния вулканизма на геохимию современных осадков Курильской впадины известен уже давно [Страхов, 1979].

Поверхностная циркуляция в море определяется барической ситуацией в атмосфере. Над Курильской котловиной располагается антициклонический круговорот циркуляции поверхностной водной массы [Верхунов, 1997]. В его формировании ведущую роль играет впадающее из Японского моря течение Соя (рис. 1). Следует отметить, что циркуляция в Курильской котловине представлена четырьмя антициклоническими вихрями, центры которых находятся в следующих координатах: (146° в.д., 46° с.ш.), (149,5° в.д., 46,5° с.ш.), (153° в.д., 49,5° с.ш.) и (154,5° в.д., 50,6° с.ш.). С увеличением глубины активность этих вихрей значительно ослабевает. Начиная с глубины полутора километров и до дна усиливаются циклонические вихри (146° в.д. 47° с.ш.) (148° в.д. 47,5° с.ш.) (151° в.д. 48,5° с.ш.) [Циркуляция..., 2018]. В центре

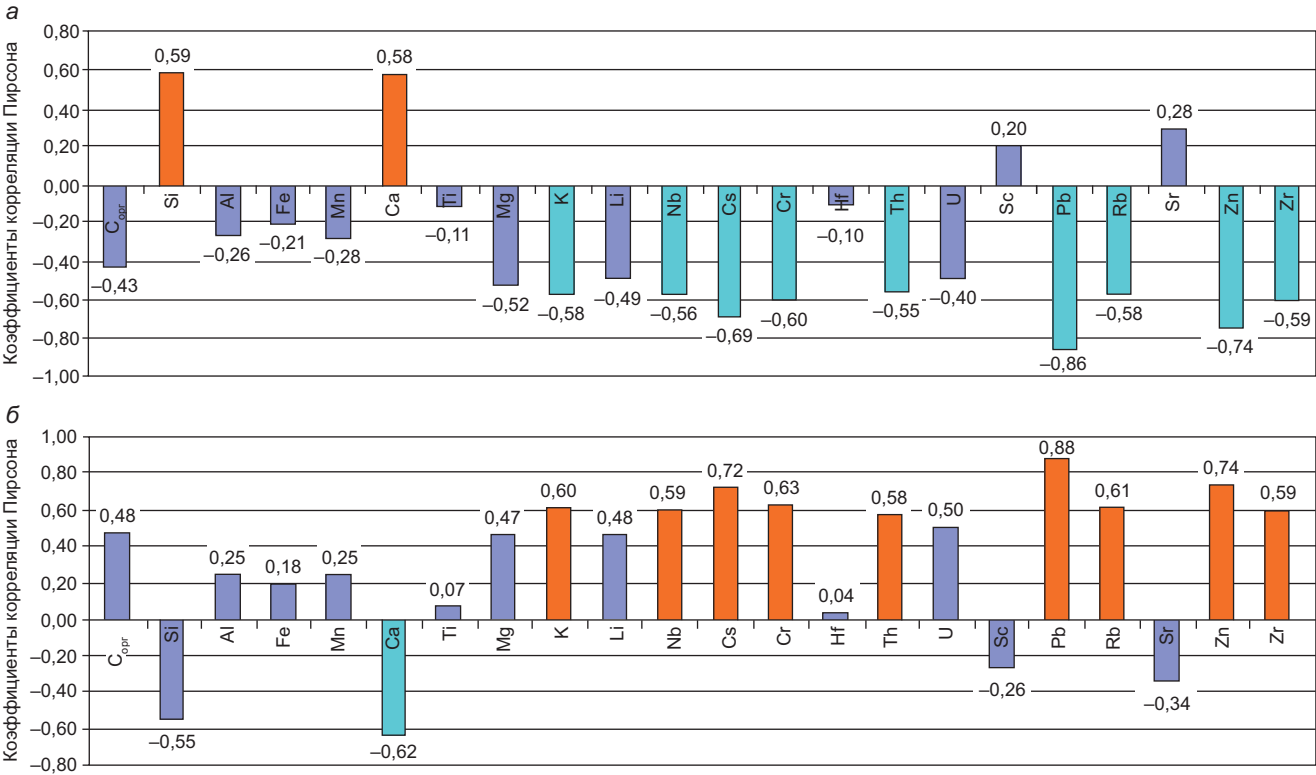


Рис. 3. Результаты корреляционного анализа Пирсона для донных осадков Курильской котловины и ее северного склона (южной части Охотского моря): а — по взаимосвязи фракций алеврита, химических элементов и органического углерода; б — по взаимосвязи фракций пелита, химических элементов и органического углерода. Для донных осадков Курило-Камчатского желоба, его островного склона, Северо-Западной котловины и поднятий Обручева и Детройта (северо-западной части Тихого океана): в — по взаимосвязи фракций алеврита, химических элементов и органического углерода; г — по взаимосвязи фракций пелита, химических элементов и органического углерода

круговорота над Курильской котловиной скорости течений составляют 11–20 см/с, а на периферии возрастают в несколько раз (в районе течения Соя от 50 до 90 см/с) [Добровольский, Залогин, 1982].

Материалы по среднегодовой силе ветрового воздействия на поверхность воды для южной части Охотского моря по данным с 1981 по 2022 гг. из базы данных NASA [Data..., 2024] и среднегодовой температуре воды из этой же базы обработаны нами с помощью одномерного регрессионного анализа (табл. 4 и 5). В результате установлена их прямая линейная взаимосвязь (табл. 5, а; рис. 4, а). Как известно Охотское море зимой и весной покрыто морским льдом, особенно в его северо-западной части (залив Шелихова и акватория у Сахалина). В эти периоды времени ветер разрушает ледяной покров и способствует открытию водной поверхности, которая быстрее поглощает солнечную радиацию и нагревается [Martin, et al., 1998]. Отсюда следует, что сила ветрового воздействия и температура поверхности моря убывают от центра антициклонического круговорота к его периферии. В том же направлении, как было отмечено, возрастают и скорости поверхностных течений в круговоротах, однако точных результатов измерений скоростей этих течений не имеется.

Представляет заметный интерес установленная нами с помощью одномерного регрессионного анализа прямая нелинейная взаимосвязь между среднегодовой температурой поверхности моря и содержанием пелитовой фракции, а также отрицательная ее связь с содержанием алевритовой фракции в поверхностном слое донных осадков Курильской котловины (табл. 5, б; рис. 4, б, в). Приуроченность относительно крупнозернистых донных осадков к прибрежным районам Охотского моря известна уже давно [Безруков, 1955]. Кроме того, хорошо известно воздействие придонных течений на осадки склонов различного генезиса, что приводит к вымыванию пелитовых фракций. Вероятно, основной причиной отмеченной выше закономерности (табл. 5) является сохранение круговорота Курильской котловины вглубь водной толщи, следствием чего является удаление части пелитовой фракции из донных осадков на склоне котловины под воздействием более сильных придонных течений, чем на абиссальном дне. Нельзя полностью исключить влияние и других природных факторов на формирование отмеченной закономерности. Проблема требует дальнейшего изучения.

В июне-августе первичная продукция в столбе воды в районе Курильской котловины может состав-

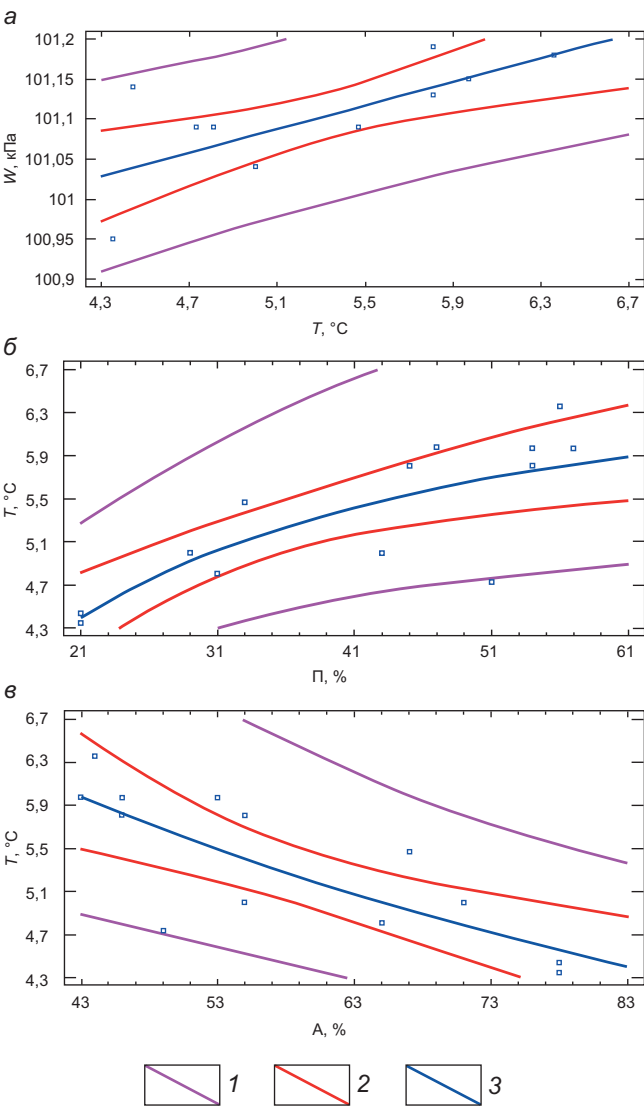


Рис. 4. Результаты одномерного регрессионного анализа для донных осадков Курильской впадины южной части Охотского моря: а — прямая линейная взаимосвязь силы ветрового воздействия на поверхность воды и среднегодовой поверхностной температуры воды (T , °C); б — прямая нелинейная взаимосвязь поверхностной среднегодовой температуры воды (T , °C) и пелита; в — прямая нелинейная взаимосвязь поверхностной среднегодовой температуры воды (T , °C) и алевроита. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии

лять 1200–1500 мгС/м² в день, опускаясь в декабре-феврале практически до нуля [Агатова и др., 2016; Behrenfeld, Falkowski, 1997]. Следует отметить, что среднее многолетнее положение кромки морского льда [Минервин и др., 2015] находится несколько севернее Курильской котловины.

Принято считать, что основным источником терригенного материала в Охотском море является твердый сток р. Амур; дополнительную роль играют абразия берегов и (на севере моря) деятельность морского льда и золотый перенос [Безруков, 1955].

Таким образом, в литолого-фациальной области Курильской котловины выделяются две фацials-

Таблица 4

Данные по среднегодовым поверхностным температурам моря над Курильской впадиной (по данным базы данных NASA за 1981–2022 гг.) [Data, 2024]

№ станции	ФП	Долгота	Широта	T , °C
LV71-1	1	46°08,8′	146°00,0′	5,97
LV71-2	1	46°41,08′	147°27,99′	5,97
LV71-3	1	46°38,002′	148°59,995′	5,81
LV71-4	1	47°12,005′	149°36,992′	5,47
LV71-6	1	48°02,960′	150°00,292′	5,00
LV71-7	1	46°57,020′	151°5,011′	4,81
LV71-11	1	45°36,300′	146°23,100′	6,36
LV55-42	1	46°56,91′	147°12,289′	5,97
LV71-5	2	48°37,261′	150°00,315′	5,00
LV55-9	2	49°31,255′	153,27,141′	4,35
LV55-41	2	48°9,488′	147°8,372′	4,73
LV55-45	2	47°18,395′	145°10,358′	4,44
LV55-48	2	45°33,14′	144°19,964′	5,81

Примечания. Указаны координаты станций опробования донных осадков; измеренные температуры соответствуют этим координатам на поверхности моря. Фациальные подобласти (ФП) см. табл. 1.

Таблица 5

Уравнения регрессии силы воздействия ветра на поверхность моря (W , кПа) и взаимосвязи показателей среднегодовой поверхностной температуры поверхности моря (T , °C) с алевроитовой и пелитовой фракциями

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции, R , %	Коэффициент детерминации, R^2 , %	Стандартная ошибка регрессии	p-value
а) Воздействие силы ветра на поверхность моря					
$W = 100,7 + 0,074T$	13	0,82	67,09	0,02	0,0006
б) Температура					
$T = 1/(0,139 + 1,85/\Pi)$	13	0,82	67,09	0,02	0,0006
$T = 1/(0,1023 + 0,0015A)$	13	–0,8	62,06	0,02	0,001

Примечания. Π — содержание пелитовой фракции (масс. %); A — содержание алевроитовой фракции, в масс. %.

ные подобласти: абиссальная равнина и северный склон.

Курило-Камчатский глубоководный желоб. Рассматриваемый желоб имеет в длину 2170 км. Его средняя ширина составляет 59 км, а наибольшая глубина — 9717 м [Гнибиденко и др., 1980]. Поверхностные осадки представлены серо-зелеными терригенно-вулканогенными отложениями с примесью диатомей. На островном склоне на глубинах от 1495 до 2927 м среди изученных проб развиты алевроито-

вые пески, миктиты, алевроиты и пелитово-алевритовые илы. В тальвеге желоба на глубинах от 4722 до 5767 м найдены алевроиты и пелитово-алевритовые илы. Не исключено, что заметная роль песчано-алевритовой фракции в осадках склона связана с гравитационными процессами, например, с подводными оползнями и формированием дебритов.

В целом для осадков рассматриваемой литолого-фациальной области характерны средние значения отношения Si/Al и содержания $C_{\text{орг}}$ (табл. 3), что свидетельствует о довольно заметном вкладе биогенного опала. Выше отмечалось, что в плейстоценовых диатомовых глинах и илах Тихого океана отношение Si/Al в среднем равно 9,52 [Левитан, 2021], что намного превышает указанные в табл. 3 значения для осадков Курило-Камчатского глубоководного желоба. Концентрация Th — 1,62 мг/кг (табл. 3) — минимальна среди всех изученных осадков, указывая на очень низкий вклад терригенного материала. Содержания Fe (4,25 %) и Ti (0,35 %) напротив, максимальные (табл. 3), что можно рассматривать как доказательство важной роли вулканогенного вещества. О том же свидетельствуют и спектры РЗЭ, в частности, явное повышение отношения тяжелых РЗЭ к легким в осадках островного склона [Саттарова, Аксентьев, 2019].

В поверхностной водной массе над Курило-Камчатским глубоководным желобом расположена та же зона повышенной первичной продукции, что и над Курильской котловиной [Behrenfeld, Falkowski, 1997]. Осадочный абиогенный материал поступает в желоб с Курильских островов и южной части Камчатки. Некоторую роль в разnose осадочного вещества играет перенос с помощью Курильского поверхностного течения, направленного на юго-запад (рис. 1). Важную роль в транспортировке осадочного материала, донной эрозии и аккумуляции играют гравитационные процессы, типичные для крутых подводных склонов. Определенное значение в современном осадконакоплении имеет поставка эксплозивного вещества, продуцируемого вулканами Курил и Камчатки.

Таким образом, в пределах изученной литолого-фациальной области Курило-Камчатского глубоководного желоба выделяются две фациальные подобласти: островной склон и тальвег желоба.

Северо-западная часть Тихого океана. Исследованные в статье [Саттарова, Аксентьев, 2019] пробы поверхностного слоя донных осадков из северо-западной части Тихого океана (рис. 1) относятся к двум заметно отличающимся друг от друга структурам: к Северо-Западной глубоководной котловине и к подводному хребту к северу от Императорского хребта, состоящему из поднятий Обручева и Детройта.

Абиссальная равнина на поверхности упомянутой котловины покрыта тонкими глинистыми илами [Маккой и др., 2003]. Изученные осадки, взятые с глубин от 4869 до 5412 м, представлены коричневыми и темнокоричневыми пелитово-алевритовы-

ми илами и алевроитами (табл. 1). По совокупности рассмотренных химических параметров (табл. 3) и содержанию Mn [Саттарова, Аксентьев, 2019] их можно отнести к разновидностям пелагических глин, напоминающих плейстоценовые пелагические глины Тихого океана [Левитан и др., 2025]. Для этих осадков характерны несколько пониженные значения отношения Si/Al (4,86) и $C_{\text{орг}}$ (0,92 %) и повышенные Th (4,82 %), содержания Ti (0,25 %) и Fe (3,11 %) (табл. 3).

На указанных поднятиях Обручева и Детройта с глубин от 1465 до 3131 м подняты песчано-пелитовые алевроиты (табл. 1) светло-коричневого цвета. Отношение Si/Al (4,04 %) и содержание Fe (3,5 %) в них соответствует гемипелагическим плейстоценовым глинам Тихого океана [Левитан и др., 2025], концентрации $C_{\text{орг}}$ (0,64 %) и Ti (0,32 %) [Саттарова, Аксентьев, 2019] понижены, а среднее содержание Th равно 2,22 мг/кг. Обилие песчано-алевритовой фракции и цвет осадка обусловлены, главным образом, расположением образцов несколько выше поверхности критической глубины. Поэтому в осадках присутствует заметное количество раковинок фораминифер и содержание CaCO_3 колеблется в интервале примерно от 10 до 27,5 % [Саттарова, Аксентьев, 2019]. Определенную роль в формировании гранулометрического состава осадков могла сыграть повышенная гидродинамическая активность придонного слоя водной толщи, столь характерная для гребневых частей подводных возвышенностей различного генезиса. Она способствовала вымыванию пелитовых и, частично, мелкоалевритовых фракций из осадка.

В целом для рассматриваемого региона типична низкая первичная продукция [Behrenfeld, Falkowski, 1997]. Считается, что терригенный материал поступает как эоловым путем с запада, с пространств Восточной Азии [Ziegler, et al., 2007], так и с Алеутским течением из Берингова моря [Ohtani, 1970]. Повышенное содержание Th в осадках подводных возвышенностей может быть обусловлено близостью к Алеутским островам. Влияние вулканической деятельности, скорее всего, незначительно.

Таким образом, в пределах изученной литолого-фациальной области северо-западной части Тихого океана выделяются две фациальные подобласти: Северо-Западная глубоководная котловина и поднятия Обручева и Детройта.

Заключение. Выполненный авторами анализ позволил в пределах изученного региона (юг Охотского моря и северо-запад Тихого океана) выделить три литолого-фациальные области: Курильскую котловину, Курило-Камчатский глубоководный желоб и северо-западную часть Тихого океана. В пределах каждой из перечисленных областей выделены две фациальные подобласти, описанные выше.

Для Курильской котловины характерны: высокая первичная продукция, обусловленная развитием диатомовых водорослей; доминирование терригенного

материала, связанного, прежде всего, с выносами р. Амур; отсутствие заметного влияния вулканической деятельности на геохимию донных осадков; предполагаемое воздействие гидродинамики водной толщи на гранулометрию и химический состав осадков.

Фациальная специфика Курило-Камчатского глубоководного желоба обусловлена, прежде всего, его тектоническим положением и геоморфологическими особенностями. Для этой области типичны: довольно высокая первичная продукция, связанная с диатомеями; слабая поставка флювиогенного терригенного материала и высокая — вулкано-терригенного вещества с Курильских островов и Южной Камчатки; большая роль гравитационных процессов в транспортировке, донной эрозии и аккумуляции осадков на островном склоне.

На северо-западе Тихого океана в фациальном плане четко выделяется Северо-Западная глубоководная котловина с ее современными пелагическими глинами, низкой первичной продукцией, слабой поставкой терригенного вещества (в комплексе с эоловым путем из Азии и Аляскинским течением из Берингова моря), почти незаметным влиянием вулканизма окружающих островодужных систем. Столь же четко проявлена вторая фациальная подobaсть — подводное поднятие Обручева-Детройта. Для него типичны гемипелагические глины с повышенной ролью песчаной фракции фораминифер, нахождение выше поверхности критической глубины карбонатакопления, довольно низкая первичная продукция; повышенная поставка терригенного мате-

риала, вероятно, за счет близости к Алеутским островам; слабое влияние вулканической деятельности.

Однофакторный дисперсионный анализ дал возможность выявить и некоторые более общие закономерности (рис. 2). По таким индикаторам как Si/Al, Fe, Ti, Th достаточно явно разделяются Курильская котловина Охотского моря и Тихий океан. Вполне очевидна самая высокая биологическая продуктивность, наиболее крупный вклад терригенного материала и отсутствие влияния вулканизма в Курильской котловине; четкий тренд в Тихом океане от максимального проявления воздействия вулканизма в Курило-Камчатском глубоководном желобе до почти полного его отсутствия на подводном поднятии; противоположная тенденция роста влияния терригенного вещества, достигающая максимума на подводном поднятии. По распределению Сорг в современных осадках Курило-Камчатский глубоководный желоб близок к Курильской котловине и заметно отличается от северо-запада Тихого океана.

Применение методов математической статистики позволило надежно обосновать сделанные выводы по литолого-фациальному районированию изученного региона.

Финансирование. Работа авторов выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН) № FMMZ-2024-0028. Статья выполнена при частичном финансировании по государственному заданию МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество, скорости его трансформации и продуктивность различных районов Охотского моря // Труды ВНИРО. 2016. Т. 164. С. 41–61.

Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // Труды Института океанологии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 12. С. 97–129.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Донные осадки Северо-Курильского района // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1959. Т. 36. С. 167–190.

Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel.: Пер. с англ. М.: ИД «Вильямс», 2005. 560 с.

Боцул А.И. Лазерный измеритель размеров частиц «Analysette 22»: достоинства, недостатки и некоторые особенности использования при анализе донных осадков // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 114–118.

Верхунов А.В. Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Экология морей России / Отв. ред. В.В. Сапожников. М.: Изд-во ВНИРО, 1997. С. 8–19.

Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В. Тектоника Курило-Камчатского желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 58–72.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А. Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 37–52.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Охотское море. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. URL: <https://tapemark.narod.ru/more/19.html>. 2025 (дата обращения: 25.10.2024).

Занин Ю.Г., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера, 2011. № 6. С. 38–54

Левитан М.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В., Сыромятников К.В. Геохимические особенности плейстоценовых отложений Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 2025. № 3. С. 245–272.

Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайтер Д.Ц. Типы донных осадков // Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Гл. ред. Г.Б. Удинцев. М.; СПб., 2003. С. 114–115.

Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М. и др. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестн. РАН. 2015. Т. 85, № 3. С. 209–217.

Патрикеев В.П., Хортов А.В., Шлезингер А.Е. Строение и эволюция северо-западной континентальной окраины Тихого океана // Разведка и охрана недр. 2016. № 2. С. 26–30.

Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Алехина Г.Н. Изменения биопродуктивности в северо-западной части Тихого океана в течение последних 25 тыс. лет // Океанология. 2014. Т. 54, № 4. С. 546–560.

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.

Саттарова В.В., Аксентов К.И. Геохимия редкоземельных элементов в поверхностном слое донных осадков северо-западной Пацифики // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 2. С. 179–193.

Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер. 1945. Т. 20, № 3–4. С. 34–48.

Страхов Н.М. О воздействии пирокластики на геохимию осадков Охотского моря // Химия океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 196–200.

Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–113.

Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2014. Т. 66, № 6. С. 114–126.

Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 4. С. 615–623.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 406 с.

Циркуляции вод Охотского моря. URL: http://ferhri.ru/images/stories/ferhri/science/Fayman/OS_atlas/4.pdf. 2025 (дата обращения: 25.10.2024).

Behrenfeld M.J., Falkowski P.G. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration // Limnology and oceanography. 1997. Vol. 42, № 1. P. 1–20.

Data Access Viewer (DAV). URL: <https://power.larc.nasa.gov> (дата обращения: 30.11.2024).

Higgins S.M., Broecker W., Anderson R., et al. Enhanced sedimentation along the Equator in the western Pacific // Geophys. Res. Letters. 1999. V. 26, № 23. P. 3489–3492.

Hongjun L., Lin L., Sheng Y., et al. Assessment of nutrient and heavy metal contamination in the seawater and sediment of Yalujiang Estuary // Mar. Pollution Bull. 2017. Vol. 117. P. 499–506.

Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // Paleoceanography. 2004. V. 19. P. 1–23.

Ohtani K. Relative transport in the Alaskan Stream in winter // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1970. Vol. 26, № 5. P. 271–282.

Martin S., Drucker R., Yamash K. The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas // Journal of geophysical research. 1998. Vol. 103, № C12. P. 27,771–27,782.

Nasra S.M., Khairyb M.A., Okbahc M.A., Solimana N.F. AVS–SEM relationships and potential bioavailability of trace metals in sediments from the Southeastern Mediterranean Sea // Egypt. Chemistry and Ecology. 2014. Vol. 30. P. 15–28.

Wang H., Saito Yo., Zhang Yo., et al. Recent changes of sediment flux to the western Pacific Ocean from major rivers in East and Southeast Asia // Earth-Science Reviews. 2011. Vol. 108. P. 80–100.

Wentworth C.K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments // Journal of Geology. Vol. 30. 1922. P. 377–392.

Ziegler C.L., Murray R.W., Hovan S.A., Rea D.K. Resolving eolian, volcanogenic, and authigenic components in pelagic sediments from the Pacific Ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 254. P. 416–432.

Статья поступила в редакцию 28.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 551.351

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-50-59

ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЗАИМОСВЯЗИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДОННЫХ ОСАДКОВ С ФАЦИАЛЬНЫМИ УСЛОВИЯМИ ИХ НАКОПЛЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Александр Сергеевич Ульянов¹, Кирилл Владимирович Сыромятников²,
Руслан Рустемович Габдуллин³✉

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; uleg85@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8798-4425>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@geokhi.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. В результате применения многомерной статистической обработки исследовано распределение и взаимосвязь гранулометрических параметров (процентного вклада размерных фракций, среднего диаметра частиц, коэффициентов сортировки, эксцесса, асимметрии) поверхностных донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. С использованием корреляционно-регрессионного и факторного анализов подтверждена пространственная изменчивость фациальных обстановок, согласующаяся с физико-географическими характеристиками, строением береговой зоны исследованной акватории, закономерностями механической дифференциации осадочного материала. Выявлены взаимосвязи между фракциями песка, пелита, глубиной воды, коэффициентом сортировки и получены соответствующие регрессионные модели. Подтверждено, что для прибрежных фаций характерны хорошо сортированные песчаные осадки, которые накапливаются в условиях активного гидродинамического режима и влияния приливно-отливных течений, а при удалении от берега с увеличением глубины и ослаблением гидродинамики при воздействии донных течений в прибрежно-морских фациях развиты плохо сортированные пелито-алевритовые и алеврито-пелитовые осадки с примесью песчаного материала.

Ключевые слова: донные осадки, Чаунская губа, гранулометрические характеристики, диаметр частиц, сортировка, асимметрия, эксцесс, одномерный регрессионный анализ, факторный анализ

Для цитирования: Ульянов А.С., Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Применение многомерного статистического анализа для исследования взаимосвязи гранулометрических характеристик донных осадков с фациальными условиями их накопления на примере Чаунской губы Восточно-Сибирского моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 50–59.

APPLICATION OF MULTIVARIATE STATISTICAL ANALYSIS TO STUDY THE RELATIONSHIP BETWEEN GRANULOMETRIC CHARACTERISTICS OF BOTTOM SEDIMENTS AND FACIES CONDITIONS OF THEIR ACCUMULATION (A CASE STUDY IN THE CHAUN BAY, EAST SIBERIAN SEA)

Alexander S. Ulyantsev¹, Kirill V. Syromyatnikov², Ruslan R. Gabdullin³✉

¹ Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia; uleg85@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8798-4425>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@geokhi.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Abstract. The distribution and relationships between granulometric parameters (percentage of size fractions, mean particle diameter, sorting coefficients, kurtosis, and skewness) of surface bottom sediments from the Chaun Bay of the East Siberian Sea were investigated with multivariate statistical processing. Using correlation, dispersion and factor analyses, the spatial variability of facies conditions was found to be consistent with the geographic characteristics, the structure of the coastal zone of the studied area, as well as mechanical differentiation of sedimentary material. Univariate regression analysis was employed to reveal the relationships between sand, clay, water depth, and sorting coefficient, and to obtain the corresponding regression models. The coastal facies are represented by good-sorted sandy sediments, which accumulate under conditions of active hydrodynamic regime and influence of tidal currents. Conversely, at a distance from the coast, with increasing depth and weakening of hydrodynamics under the influence of bottom currents, poorly sorted clayey-silty and silty-clayey sediments with sandy material are spread in the coastal-marine facies.

Keywords: bottom sediments, Chaun Bay, grain size, particle diameter, sorting, skewness, kurtosis, univariate regression analysis, factor analysis

For citation: Ulyantsev A.S., Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R. Application of multivariate statistical analysis to study the relationship between granulometric characteristics of bottom sediments and facies conditions of their accumulation (a case study in the Chaun Bay, East Siberian Sea). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 50–59. (In Russ.)

Введение. Гранулометрические характеристики донных осадков океанов и морей являются важным инструментом для понимания современных и древних обстановок седиментации [Петелин, 1967; Свальнов, Алексеева, 2005; Folk, Ward, 1957; Krumbein, 1934]. Они зависят от многих факторов, ведущими из которых являются химический состав осадков, рельеф и тектоника дна, циркуляция атмосферы и водных масс, биопродуктивность акваторий и их региональные особенности, зональность природных процессов. Формирование же размерных спектров донных осадков контролируется в основном гидродинамикой и седиментацией. Степень сортировки осадочного вещества, средний диаметр частиц и их распределение по размерным фракциям позволяют судить о гидродинамических и морфометрических условиях седиментации и вещественно-генетических типах осадков, т. е. служат источником генетической информации.

Статистические методы анализа в сочетании с многомерной статистической и хемометрической обработкой данных нашли широкое применение в решении геолого-геохимических и литолого-фациальных задач. Они применяются для оценки взаимосвязи различных геологических, геохимических и литологических параметров, оценки их информативности и индикаторного значения, выделения специфичных пространственных областей, например, при расчленении геологических разрезов, типизации ОБ, седиментации и обстановок осадконакопления [Астахов и др., 2013; Колесник и др., 2017; Сыромятников, Габдуллин, 2022; Сыромятников, Левитан, 2021; Ульяновцев и др., 2021a; Ulyantsev, 2024]. На примере Чаунской губы Восточно-Сибирского моря в настоящей работе освещены результаты применения многомерного статистического подхода, сочетающего дисперсионный, корреляционно-регрессионный и факторный анализ данных гранулометрического состава донных осадков, одновременное рассмотрение широкого набора гранулометрических индикаторов и нескольких групп образцов.

Материалы и методы исследований. Материалом для исследования послужили 174 пробы донных осадков, собранные с помощью коробчатого пробоотборника в акватории Чаунской губы в 60 рейсе НИС «Академик Опарин» в Восточно-Сибирское море [Ульянцев и др., 2021b]. Отбор проб производили из окисленного, смешанного и восстановленного слоев в пластиковые зип-пакеты. Пробы хранили в холодильнике при температуре +4°C до лабораторной обработки. Расположение станций пробоотбора представлено на рис. 1.

Анализы гранулометрического состава донных осадков были выполнены в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН с помощью метода лазерной дифракции после мокрого рассева песчаной фракции на анализаторе Шимадзу SALD 2300 (Япония). Для характеристики гранулометрического состава исследованных осадков были рассчитаны процентное распределение фракций песка (>63 мкм), крупного (10–63 мкм) и тонкого (2–10 мкм) алеврита, пелита (<2 мкм) по массе, средний диаметр частиц (M_z), коэффициент сортировки (So) и стандартное отклонение (σ_1), асимметрия (Sk_1) и эксцесс (K_G). Методика обработки проб, их анализов, расчетов гранулометрических параметров подробно изложены в [Ulyantsev, et al., 2024]. Выделение гранулометрических фракций было выполнено в соответствии с двоичной логарифмической шкалой [Wentworth, 1922].

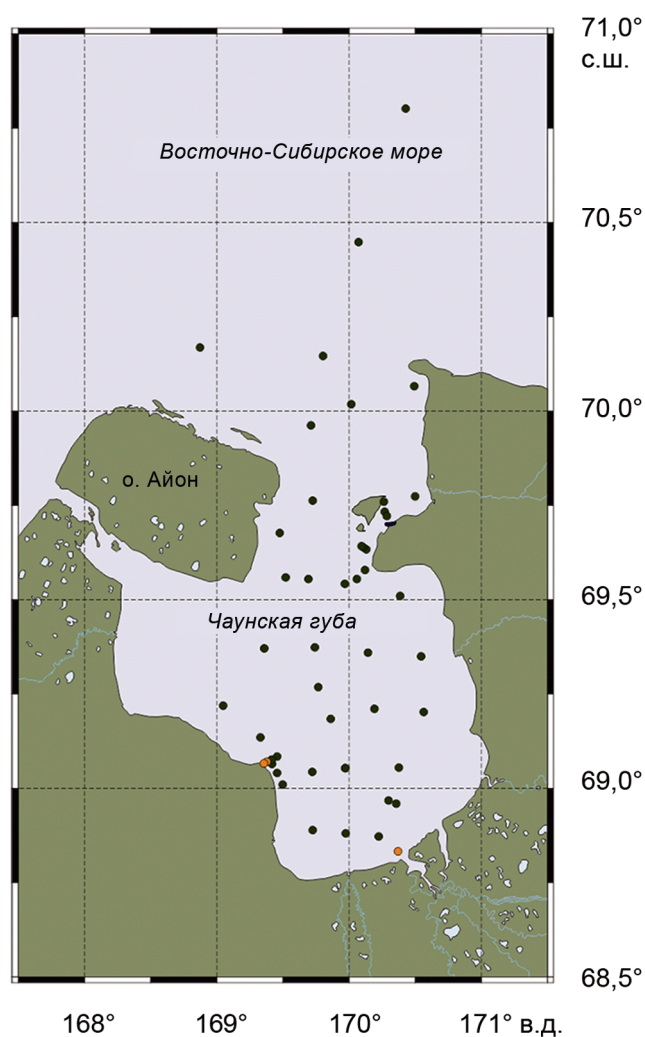


Рис. 1. Карта-схема расположения станций отбора проб донных осадков акватории Чаунской губы

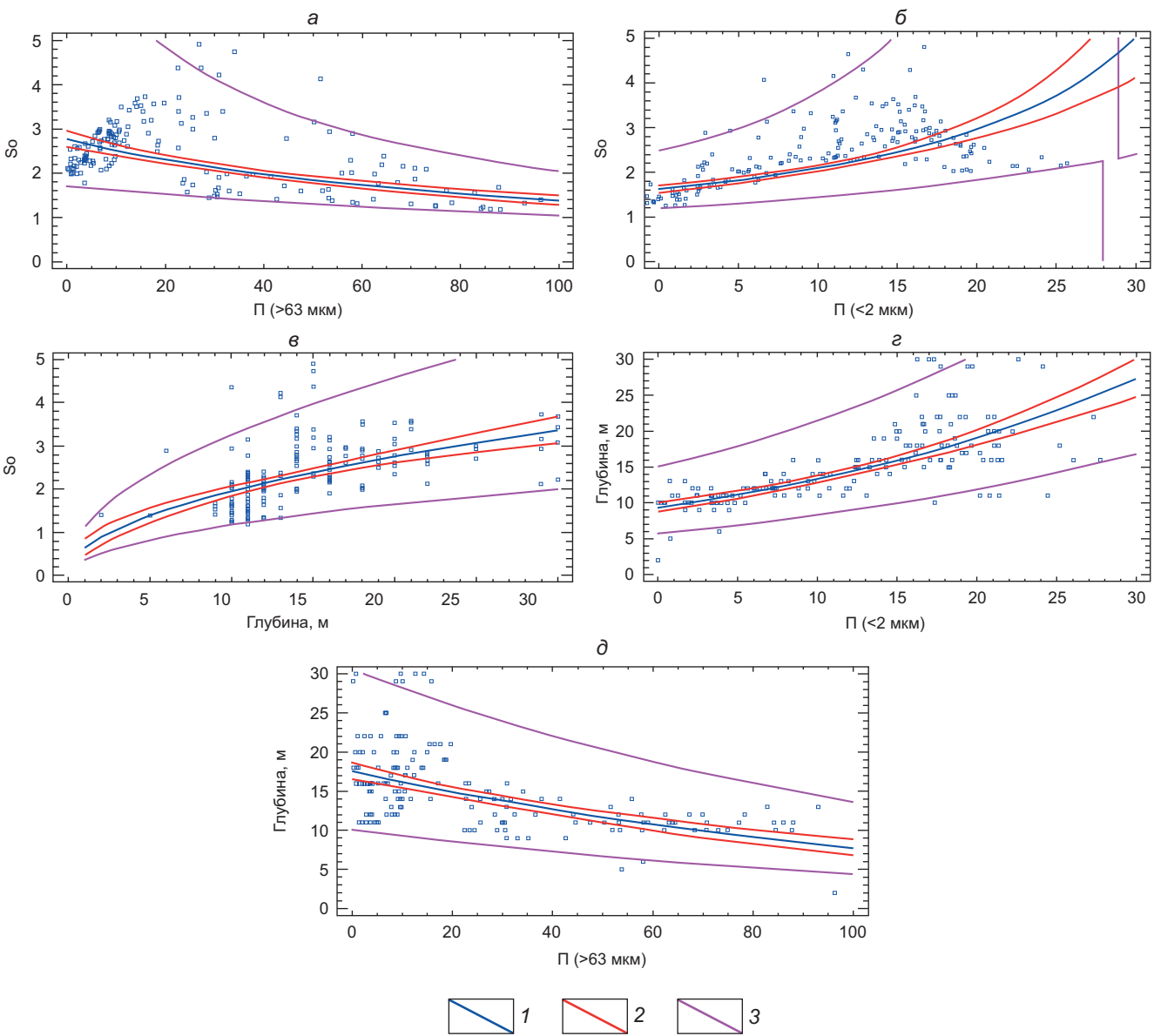


Рис. 2. Диаграммы нелинейной регрессионной взаимосвязи между: а — коэффициентом сортировки и вкладом песка (>63 мкм), б — коэффициентом сортировки и вкладом пелита (<2 мкм), в — коэффициентом сортировки и глубиной моря, г — глубиной моря и вкладом пелита (<2 мкм), д — глубиной моря и вкладом песка (>63 мкм)

Таблица 1

Результаты одномерного регрессионного анализа взаимосвязей гранулометрических параметров донных осадков Чаунской губы и глубины моря

Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции (r)	Коэффициент детерминации (R ²), %	Стандартная ошибка регрессии (SE)	P-значение (p)
So=1/(0,36 + 0,00358П)	–0,63	39,2	0,11	0,000
So=1/(0,62 – 0,014Пл)	–0,70	45,9	0,11	0,000
So=0,62D ^{0,5}	0,60	31,0	0,26	0,000
D=exp(2,23 + 0,036Пл)	0,70	52,9	0,20	0,000
D=exp(2,87 – 0,008П)	–0,60	36,0	0,28	0,000

Примечание: So — коэффициент сортировки; П — фракция песка (>63мкм), %; Пл — фракция пелита (<2 мкм), %; D — глубина воды, м. Количество исследуемых образцов n = 174.

Для анализа взаимосвязи коэффициента сортировки, глубины воды, различных гранулометрических фракций донных осадков был применен метод одномерного регрессионного анализа в программе Statgraphics plus V.5. Факторный и корреляционный анализы выполнены с использованием программного пакета XLSTAT Premium v2016.02. Численные данные по расчетным гранулометрическим параметрам и распределению размерных фракций в каждой пробе доступны в [Ulyantsev, et al., 2023].

Результаты и обсуждение. Ранее была продемонстрирована специфичная изменчивость гранулометрического состава донных осадков Чаунской губы в зависимости от удаленности от берега, глубины воды и рельефа дна [Ulyantsev, et al., 2024]. Так, осадки, обогащенные песчаным (>63 мкм) материалом распространены в южной и западной частях исследованной акватории, где сосредоточен речной сток. Фракция крупного алеврита (10–63 мкм), маркирующая вклад криогенных отложений и золотого переноса, сосредоточена на востоке, а ее повышенные концентрации отмечены на юго-западе и в западной части горла губы. Наиболее тонкозернистые осадки (2–10 и <2 мкм) распространены в центральной части, горле губы и на выходе в Восточно-Сибирское море.

Регрессионный анализ. Результаты одномерного регрессионного анализа по связи коэффициента сортировки (S_o), глубины моря, процентного вклада фракций песка (>63 мкм) и пелита (<2 мкм) надежно подтвердили влияние механической дифференциации материала в процессе его транспортировки и осаднения в акватории Чаунской губы. Рассмотрим распределение первой пары >63 мкм- S_o . Здесь наблюдается отрицательная нелинейная корреляция между с уровнем достоверности 99 % ($p<0,01$). Коэффициент корреляции (r) равен –0,63, а коэффициент детерминации (R^2) составил 39,2 %. При этом стандартная ошибка (SE) составила всего 0,11 (табл. 1; рис. 2, а). В то же время в паре <2 мкм- S_o наблюдается положительная нелинейная связь с уровнем достоверности 99 % ($p<0,01$). R^2 при этом равен 45,9 %, а коэффициент корреляции составил –0,70 при SE в 0,11 (табл. 1; рис. 2, б).

Положительная нелинейная связь также отмечена между S_o и глубиной моря (уровень достоверности 99 %, $p<0,01$). Величины r и R^2 равны 0,60 и 31,0 % соответственно при SE равной 0,26 (табл. 1; рис. 2, в). В то же время отмечена положительная нелинейная регрессионная взаимосвязь пелита с глубиной моря (табл. 1; рис. 2, г). Величины r и R^2 составили 0,70 и 52,9 % соответственно, SE — 0,20. При этом прослеживается отрицательная регрессионная связь глубины моря и песка (>63 мкм) с уровнем достоверности 99 % ($p<0,01$) (табл. 1; рис. 2, д). Примечательно, что величина S_o донных осадков Чаунской губы максимально возрастает с глубин от 5 до 10 м в 1,4 раза, далее с ростом глубины он возрастает примерно одинаково — с 10–15 и 15–20 м в 1,2 раза и от 20 до 25 м в 1,1 раза (табл. 2), что вызывает

ухудшение сортировки зерен осадочного материала в направлении увеличения глубины воды.

Как известно [Пустовалов, 1940], механическая дифференциация проявляется в сортировке обломочных частиц в зависимости от их размера, формы и плотности, обусловленной уменьшением энергии потоков, переносящих обломочный материал. В результате транспортировки осадочного материала многочисленными мелкими реками, впадающими в Чаунскую губу, песчаный материал отлагается вблизи берега, а более тонкий (алевритовый и пелитовый) материал переносится вглубь губы. В результате повышенной гидродинамики водной среды вблизи берега в песчаных осадках вследствие активного влияния приливно-отливных течений происходит размыв алевритовых и пелитовых зерен, благодаря чему они хорошо сортируются [Соловьева, Шарданова, 2015]. При удалении от берега с увеличением глубины моря (табл. 2) накапливаются менее сортированные пелитовые и алеврито-пелитовые осадки с песчаной примесью, что, вероятнее всего, вызвано снижением в прибрежно-морской зоне гидродинамической активности и процессами перемешивания частиц осадка между собой из-за влияния донных течений.

Таблица 2

Увеличение коэффициента сортировки осадочного материала на основе построенной модели регрессии

Глубина, м	S_o	Δ^*	Глубина, м	S_o	Δ^*
5	1,38	–	20	2,74	1,2
10	1,95	1,4	25	3,06	1,1
15	2,38	1,2			

Примечание: S_o — коэффициент сортировки осадочного материала; Δ^* — превышение коэффициента сортировки осадочного материала, в зависимости от глубины.

Корреляционный и факторный анализ. Для оценки взаимосвязи гранулометрических характеристик исследованных донных осадков и анализа природных факторов, оказавших наибольшее влияние на формирование гранулометрического состава, была проведена многомерная статистическая обработка полученных данных методами корреляционно-регрессионного и факторного анализов, а также главных компонент. В обработку были взяты M_z , S_o , σ_r , K_G , Sk_r , процентное содержание размерных фракций >63, 10–63, 2–10 и <2 мкм. Результаты корреляционно-регрессионного (табл. 3) и факторного (табл. 4) анализов позволили комплексно оценить связь между исследованными гранулометрическими параметрами, охарактеризовать факторы, влияющие на гранулометрический состав исследованных донных осадков.

Для первого фактора (F1), объясняющего 55,7 % дисперсии, значимые (>0,5) положительные нагрузки отмечены для S_o , σ_r , Sk_r , 2–10 и <2 мкм, отрицательные — для M_z , K_G и >63 мкм. Отмеченные

Таблица 3

Корреляционная матрица гранулометрических параметров исследованных осадков (n = 174)

Параметр	M_z	So	σ_1	K_G	Sk_1	> 63 мкм	10–63 мкм	2–10 мкм	< 2 мкм
M_z	–	–0,229	–0,222	0,418	–0,075	0,756	–0,474	–0,583	–0,564
So	–0,229	–	0,883	–0,745	0,423	–0,412	–0,011	0,470	0,530
σ_1	–0,222	0,883	–	–0,665	0,392	–0,493	0,044	0,534	0,579
K_G	0,418	–0,745	–0,665	–	–0,422	0,615	–0,223	–0,566	–0,593
Sk_1	–0,075	0,423	0,392	–0,422	–	–0,444	–0,280	0,710	0,693
> 63 мкм	0,756	–0,412	–0,493	0,615	–0,444	–	–0,534	–0,834	–0,805
10–63 мкм	–0,474	–0,011	0,044	–0,223	–0,280	–0,534	–	–0,016	–0,054
2–10 мкм	–0,583	0,470	0,534	–0,566	0,710	–0,834	–0,016	–	0,971
< 2 мкм	–0,564	0,530	0,579	–0,593	0,693	–0,805	–0,054	0,971	–

Таблица 4

Значения факторных нагрузок F1–F4 гранулометрических параметров исследованных осадков (n = 174)

Параметр \ Фактор	F1	F2	F3	F4
M_z	–0,625	–0,618	0,181	0,358
So	0,734	–0,304	0,551	–0,094
σ_1	0,754	–0,253	0,499	–0,094
K_G	–0,801	0,004	–0,369	–0,121
Sk_1	0,649	–0,498	–0,356	0,391
> 63 мкм	–0,875	–0,417	0,160	–0,123
10–63 мкм	0,180	0,876	0,265	0,338
2–10 мкм	0,906	–0,069	–0,381	–0,059
< 2 мкм	0,915	–0,115	–0,321	–0,112

Примечание: в таблицах полужирным выделены значения коэффициента корреляции Пирсона $r > 0,5$ и $< -0,5$, курсивом — значения r , близкие к 0,5 и $-0,5$.

максимальные ($>0,9$) величины нагрузок фракций 2–10 и <2 мкм указывают на их родственный генезис в осадках, что также подтверждается высоким значением коэффициента корреляции ($r = 0,97$). Для этой же пары характерна значимая положительная корреляция с Sk_1 , So и σ_1 и отрицательная с M_z , K_G и >63 мкм. В первом случае возрастание доли тонкозернистых фракций в осадках приводит к снижению степени сортировки (возрастают So и σ_1), а на размерных спектрах — к смещению кривой распределения частиц в сторону уменьшения диаметра частиц (Sk_1 также возрастает). Во втором случае общее снижение вклада тонкозернистых фракций приводит к увеличению M_z , а также отражается на размерных спектрах, на которых наблюдается более симметричная кривая распределения частиц без выраженных вторичных максимумов (K_G стремится к значениям < 1). Значимая отрицательная корреляция между содержанием песка (>63 мкм) и фракций 2–10 мкм ($r = -0,83$) и < 2 мкм ($r = -0,81$) в совокупности с отрицательной нагрузкой F1 ($-0,875$) объясняются антагонизмом весового вклада песка в осадках и различиями их литологического состава. Результаты факторного анализа согласуются с данными кор-

реляционного анализа и позволяют заключить, что фактор F1, разделивший большинство расчетных параметров, является комбинированным, сочетающим в себе физико-географическую, динамическую и генетическую составляющие. Его проявление связано с региональной динамикой седиментационных потоков и их сезонностью.

Для исследованных осадков отмечена отрицательная связь степени сортировки частиц с асимметрией ($So-K_G$ и σ_1-K_G , $r = -0,75$ и $-0,67$ соответственно) в совокупности с положительной корреляцией с концентрацией песка ($K_G->63$ мкм, $r = 0,62$). Возрастание массовой доли песчаной фракции в данном случае приводит к полимодальности кривой распределения частиц (K_G возрастает), однако при этом степень сортировки отложений возрастает (So и σ_1 снижаются). Это свидетельствует о том, что большинство проанализированных песчаных осадков отличается полимодальностью размерных спектров, что, по видимому, является следствием их полимиктовости (кварц, полевые шпаты, сланцы и др.). В случае же осадков алеврито-пелитовой и пелитовой зернистости, составляющих основную массу проанализированных образцов, эта закономерность нарушается ввиду незначительного вклада фракции > 63 мкм. Прямая корреляция $M_z-> 63$ мкм ($r = 0,76$) наряду с отрицательными с 10–63, 2–10 и < 2 мкм ($r = -0,47$, $-0,58$ и $-0,56$ соответственно) указывает на то, что величина среднего диаметра частиц в большей степени определяется вкладом песчаной фракции.

Второй фактор (F2) объясняет 19,4 % дисперсии, и единственная значимая положительная нагрузка отмечена для фракции 10–63 мкм при отрицательных нагрузках M_z и Sk_1 . Следует отметить, что процентный вклад фракции 10–63 мкм — единственный параметр, не вошедший в группу F1, что связано с особенностями генезиса и распространения частиц этой размерности. Например, в криогенных отложениях массовое содержание и состав частиц размером 10–63 мкм информативны как индикатор их эолового происхождения [Schirrmeister, et al., 2003; Strauss, et al., 2013]. Поскольку полигональ-

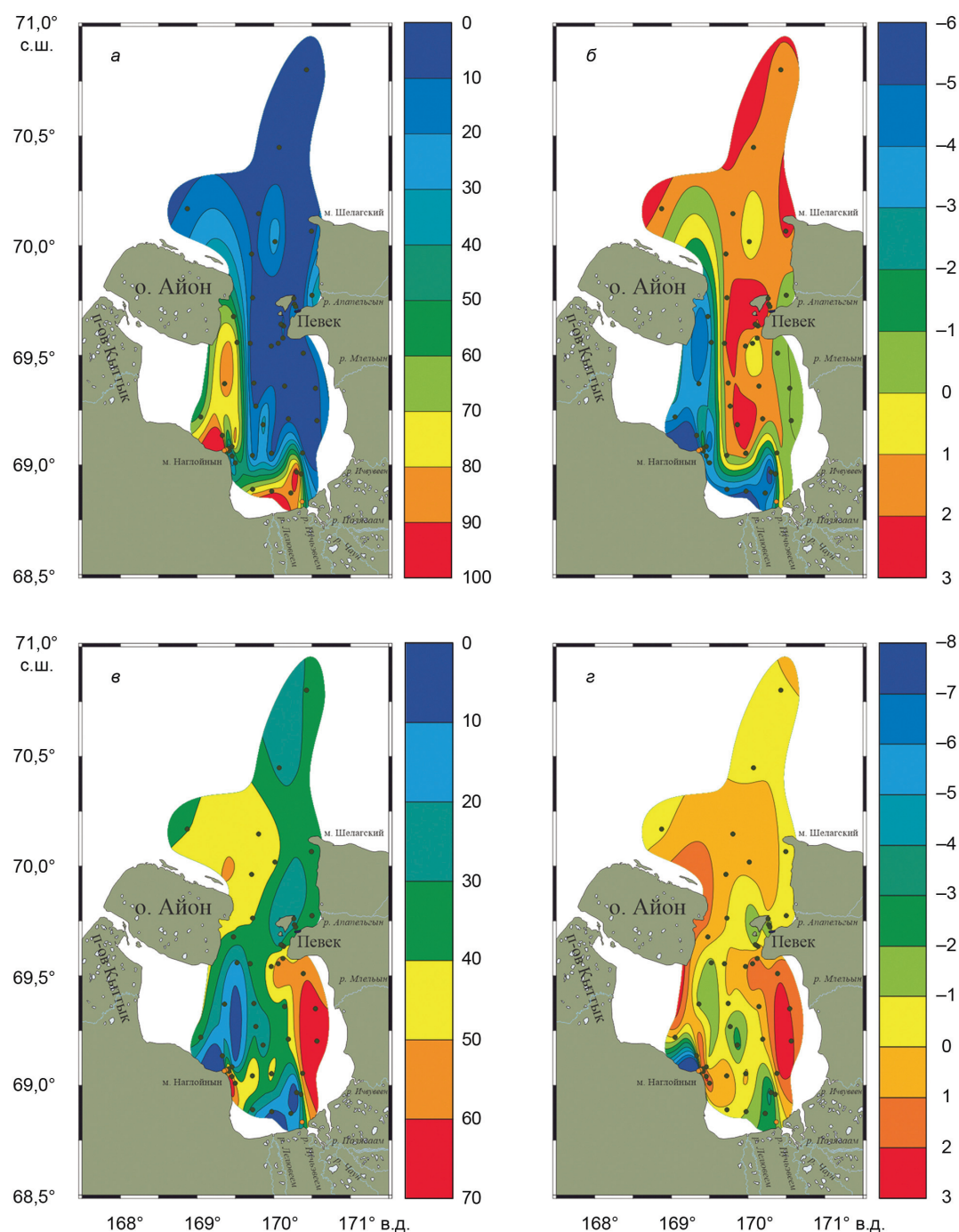


Рис. 3. Карты-схемы пространственного распределения величины факторных счетов (F1 и F2) и массовой доли (в %) гранулометрических фракций в поверхностном (окисленном) слое осадков: а — фракция > 63 мкм, б — счета фактора F1, в — фракция 10–63 мкм, з — счета фактора F2

но-тундровый ландшафт в Чаунской губе широко развит в западной и южной частях, поступление в осадки частиц крупноалевритовой размерности может быть вызвано разгрузкой криогенных тундровых толщ, а также эоловой сальтации и сезонного ледового переноса. Отрицательные нагрузки M_z и Sk_i объясняются накоплением фракции 10–63 мкм преимущественно в алеврито-пелитовых и алевритовых осадках, для которых характерны меньшие по сравнению с песчаными разностями диаметр частиц и асимметричные размерные спектры. В отличие от

F1, фактор F2, выделивший эту группу параметров, скорее генетический, связанный с происхождением крупноалевритовой фракции. На примере окисленного слоя донных осадков пространственное распределение значений счетов F1 и F2 хорошо согласуется с вкладом фракций > 63 и 10–63 мкм (рис. 3), что подтверждает результаты факторного анализа.

Положительные значимые нагрузки третьего фактора (F3), объясняющего 13,2 % дисперсии, отмечены для коэффициентов сортировки So и σ_1 . Это объясняется их общим физическим смыслом

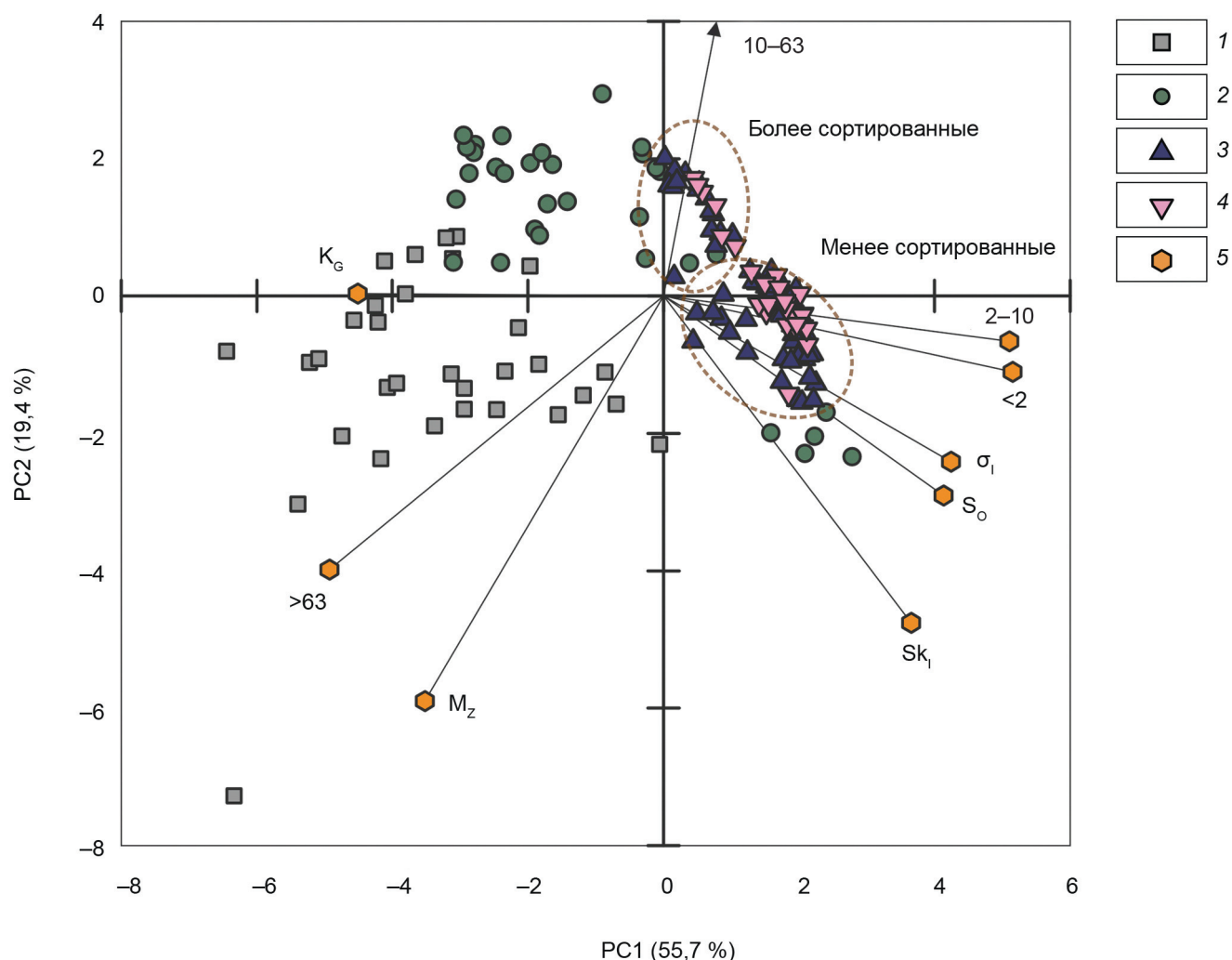


Рис. 4. Диаграмма главных компонент исследованных гранулометрических параметров: 1 — счета образцов песчаной размерности, 2 — счета образцов алевритовой размерности, 3 — счета образцов алеврито-пелитовой размерности, 4 — счета образцов пелитовой размерности, 5 — нагрузки гранулометрических параметров донных осадков

и схожей изменчивостью, что подтверждается высокой взаимной корреляцией ($r=0,88$). Выявленный «сортировочный» фактор F3 является уже литодинамическим, отражающим влияние течений и ветрового воздействия на сортировку частиц донных осадков. Для фактора F4 с объясняемой дисперсией 5,1 % значимых величин факторных нагрузок не отмечено, однако они появляются при рассмотрении отдельных групп осадков (окисленного, смешанного и восстановленного слоев), о чем речь пойдет ниже.

Анализ главных компонент. Сопоставление счетов F1 и F2 с величиной нагрузок исследованных параметров на диаграмме главных компонент позволило выделить характерные гранулометрические ассоциации (рис. 4). Если горизонтальное разделение образцов вызвано влиянием фактора F1, то вертикальное распределение точек счетов на диаграмме больше связано с вкладом крупноалевритовой фракции (10–63 мкм), отвечающей единственной положительной нагрузке F2. В левой части диаграммы расположились нагрузки M_z , K_G и > 63 мкм, соответствующие отрицательным значениям F1. Здесь сосредоточены счета образцов, отвечающих песча-

ному (нижняя половина) и алевритовому (верхняя половина) гранулометрическому составу, а также их комбинациям. Для них характерны высокие значения K_G , среднего диаметра частиц и высокий вклад фракции > 63 мкм, а диаметрально расположен относительно S_o и σ_1 говорит о сравнительно высокой степени сортировки. Столь неравномерное расположение точек объясняется широким диапазоном значений M_z и процентного вклада песка.

В свою очередь, в правой части диаграммы сосредоточились нагрузки S_o , σ_1 , Sk_1 , фракций 2–10 и < 2 мкм, соответствующие положительным значениям F1. В этой же области компактно расположились счета образцов, соответствующих пелитовым и алеврито-пелитовым разностям, для которых интервалы значений M_z , Sk_1 , S_o , σ_1 и K_G заметно меньше по сравнению с осадками песчаной и алевритовой размерности. В зависимости от общей доли отдельных фракций, степени сортировки и типов размерных спектров эти точки сформировали вытянутое облако, в котором идентифицируется подгруппа более сортированных осадков. Попадание в эту группу ряда алевритовых разностей связано с воз-

Таблица 5

Значения коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов F1–F4 с величинами гранулометрических параметров донных осадков окисленного слоя (*n* = 48)

Фактор Параметр	F1	F2	F3	F4
<i>M_Z</i>	–0,650	–0,791	–0,009	0,699
<i>So</i>	0,789	0,013	0,553	–0,206
<i>σ_I</i>	0,834	0,019	0,406	–0,140
<i>K_G</i>	–0,758	–0,325	–0,396	0,211
<i>Sk_I</i>	0,388	–0,576	–0,360	0,509
> 63 мкм	–0,929	–0,533	–0,009	0,190
10–63 мкм	0,409	0,853	0,377	0,013
2–10 мкм	0,933	0,146	–0,235	–0,247
< 2 мкм	0,927	0,115	–0,226	–0,265

Таблица 6

Значения коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов F1–F4 с величинами гранулометрических параметров донных осадков смешанного слоя (*n* = 45)

Фактор Параметр	F1	F2	F3	F4
<i>M_Z</i>	–0,696	–0,498	0,295	–0,322
<i>So</i>	0,784	–0,374	0,512	0,130
<i>σ_I</i>	0,778	–0,348	0,546	0,131
<i>K_G</i>	–0,826	0,033	–0,500	–0,572
<i>Sk_I</i>	0,828	–0,283	–0,247	0,424
> 63 мкм	–0,880	–0,408	0,088	–0,604
10–63 мкм	0,282	0,895	0,190	0,716
2–10 мкм	0,910	–0,086	–0,279	0,281
< 2 мкм	0,933	–0,168	–0,180	0,222

Таблица 7

Значения коэффициентов корреляции Пирсона факторных счетов F1–F4 с величинами гранулометрических параметров донных осадков восстановленных слоев (*n* = 81)

Фактор Параметр	F1	F2	F3	F4
<i>M_Z</i>	–0,535	–0,352	0,652	–0,263
<i>So</i>	0,621	–0,670	0,560	–0,070
<i>σ_I</i>	0,559	–0,718	0,562	–0,093
<i>K_G</i>	–0,850	0,462	–0,246	–0,084
<i>Sk_I</i>	0,874	–0,589	–0,408	0,169
> 63 мкм	–0,738	–0,200	0,537	–0,437
10–63 мкм	–0,341	0,896	0,208	0,690
2–10 мкм	0,881	–0,380	–0,622	–0,008
< 2 мкм	0,889	–0,417	–0,549	–0,125

росшей в их составе долей тонкозернистых фракций (2–10 и <2 мкм), и, как следствие, низкой степенью сортировки (заметно возрастают *So*, *σ_I* и *Sk_I*).

Анализ гранулометрических групп. Для верификации результатов факторного анализа был проведен корреляционно-регрессионный анализ между исследованными параметрами (*M_Z*, *So*, *σ_I*, *K_G*, *Sk_I*, > 63, 10–63, 2–10 и < 2 мкм) и факторными счетами F1–F4 отдельно для трех групп осадков, соответствующих окисленному (табл. 5), смешанному (табл. 6) и восстановленному (табл. 7) слоям. В последнюю группу были объединены все образцы, соответствующие восстановленным слоям, поскольку вертикальные различия гранулометрического состава между ними минимальны. Так, для F1 отмечена значимая положительная корреляция с *So*, *σ_I*, *Sk_I*, 2–10 и <2 мкм, а отрицательная — с *M_Z*, *K_G* и >63 мкм, что согласуется с результатами факторного анализа всей совокупности исследованных образцов. Исключением является нарушение корреляции в паре F1–*Sk_I* для окисленного слоя осадков, что свидетельствует о более высоком вкладе тонкозернистых фракций в их составе. Для окисленного и смешанного слоев в парах F1–2–10 мкм и F1–<2 мкм по-прежнему сохраняется значительная (*r*>0,9) положительная связь, отражающая схожий генезис этих фракций и взаимный вклад. В случае же восстановленного слоя осадков эта корреляция немного ослабевает, отражая общее снижение вклада фракций 2–10 и <2 мкм.

Общим для F2 является значимая положительная корреляция с массовой долей в осадках крупноалевритовой фракции (10–63 мкм), также согласующаяся с результатами факторного анализа, однако между группами осадков наблюдаются различия. Для окисленного слоя отмечена отрицательная корреляция F2 с *M_Z*, *Sk_I* и >63 мкм, для смешанного — только с *M_Z*, а для восстановленного — с *Sk_I*, *So* и *σ_I*. В последнем случае крупноалевритовая фракция восстановленного слоя осадков отличается сравнительно лучшей сортировкой частиц с преобладанием более крупных частиц, что может быть вызвано изменчивостью седиментационных потоков на соответствующем временном интервале. Относительно результатов факторного анализа общей выборки, для смешанного слоя осадков ослабевает связь в паре F2–*Sk_I*, свидетельствующая здесь о более тонкозернистом составе фракции 10–63 мкм и ее низкой степенью сортировки. Для окисленного слоя осадков наблюдается схожая с результатами факторного анализа картина (отрицательная корреляция с *M_Z* и *Sk_I*), но оказало влияние общее увеличение массовой доли песчаной фракции (отрицательная корреляция с >63 мкм), что сказалось на повышении среднего диаметра частиц (отрицательная корреляция с *M_Z*). Этот вывод подтверждается постепенным ростом *M_Z* и процентного вклада фракции >63 мкм в ряду восстановленный–смешанный–окисленный осадочный слой. Постепенно угасающая с глубиной залегания отрицательная корреляция F1 и F2 с >63 мкм,

а также F2 с M_z , отражает ведущий вклад песчаной фракции в величину среднего диаметра частиц и общее увеличение массовой доли песка в осадках по мере перехода к более современным условиям седиментации, характеризующимся усилением речной разгрузки, термоабразии многолетнемерзлых толщ и абразии берегов на фоне современных климатических изменений. Это также подтверждается постепенным снижением в осадках массовой доли алевритовой и пелитовой фракций.

Положительная корреляция счетов F3 коэффициентами сортировки So и σ_1 отмечена для всех выделенных групп осадков. Для пары F3- σ_1 окисленного слоя осадков связь ослабевает ($r = 0,41$), тем не менее, выявленная картина согласуется с общими результатами факторного анализа. Появление отрицательной связи в паре F3- K_G для смешанного слоя осадков свидетельствует здесь о низкой по сравнению с окисленным и восстановленным слоями степени сортировки тонкозернистых фракций. Результаты анализа данных для восстановленного слоя осадков дополнительно выявили положительную корреляцию F3 с M_z и >63 мкм, а отрицательную — с 2–10 и <2 мкм. В данном случае выявленная корреляционная закономерность связана здесь с более низкой сортировкой песчаной фракции (положительная корреляция F3 с M_z , So , σ_1 и >63 мкм,) и ее пониженным вкладом (отрицательная корреляция F3 с 2–10 и <2 мкм).

В случае фактора F4, для которого значимых нагрузок по результатам факторного анализа не обнаружено, выявлена индивидуальная корреляционная закономерность для каждой группы осадков. Для окисленного слоя осадков отмечена положительная связь F4 с M_z и Sk_1 , для смешанного слоя — отрицательная с K_G и >63 мкм, положительная — с 10–63 мкм, для восстановленного слоя осадков — положительная с 10–63 мкм. В двух последних случаях положительная связь в паре F4-10–63 мкм отражает больший по сравнению с окисленным слоем вклад крупноалевритовой фракции в осадки смешанного и восстановленного слоев, но с разницей — для смешанного слоя вклад хорошо сортированных песков ниже (отрицательная корреляция с >63 мкм и K_G). Этот вывод подтверждается трендом роста средней величины процентного вклада фракции 10–63 мкм и снижением вклада песков от окисленного слоя осадков к восстановленному [Ulyantsev, et al., 2024]. В случае окисленного слоя осадков величина среднего диаметра частиц (M_z), в первую очередь зависящая от массовой доли песка, также сопряжена с типом размерных спектров, отражающих больший по сравнению с нижележащими горизонтами вклад фракции >63 мкм (положительная корреляция с Sk_1). Вероятнее всего фактор F4, влияние которого проявляется неравномерно по группам осадков, является генетическим (как и F2), связанным с позднеголоценовой изменчивостью седиментационных потоков в рассматриваемом районе.

Заключение. Комплекс полученных данных и результаты их многомерной статистической обработки позволил охарактеризовать распределение и взаимосвязь гранулометрических фракций, среднего диаметра частиц, коэффициентов сортировки, эксцесса, асимметрии поверхностных донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. Было подтверждено, что зональность гранулометрических типов осадков здесь в первую очередь связана с региональными физико-географическими особенностями, механической дифференциацией осадочного материала в процессе его транспортировки в пределах исследованной акватории, что отвечает их фаціальным обстановкам накопления, которые соответствуют определенному рельефу дна, различному влиянию речного стока, термоабразии берегов, воздействию придонных течений и прочих природными процессами. Статистически выявленная изменчивость гранулометрических характеристик исследованных осадков с глубиной их залегания подтверждает неравномерный характер позднеголоценовой изменчивости гидродинамики, речных и термоабразионных потоков вещества.

На основе одномерного регрессионного анализа установлены статистически значимые взаимосвязи между гранулометрическими типами осадков (песка и пелита), глубиной моря и коэффициентом сортировки, что позволило получить соответствующие регрессионные модели. Было подтверждено, что прибрежные фации характеризуются преимущественно хорошо отсортированными песчаными осадками, которые накапливаются в условиях активного гидродинамического режима и влияния приливно-отливных течений, размывающих частицы алевритовой и пелитовой размерности. При увеличении глубины моря и ослабления гидродинамики водной среды в прибрежно-морских фациях при воздействии донных течений аккумулируются слабо сортированные пелитовые и алеврито-пелитовые осадки с примесью песчаного материала.

Полученные результаты корреляционно-регрессионного и факторного анализов будут полезны, например, при построении моделей позднечетвертичной седиментации на арктическом шельфе, расчленении геологических разрезов, составлении литолого-палеогеографических и литолого-фациальных карт и схем.

Финансирование. Экспедиционные и аналитические работы, выполненные А.С. Ульяновым, финансировались за счет Госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019). Финансирование работ К.В. Сыромятникова, Р.Р. Габдуллина происходило по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук ГЕОХИ РАН № FMMZ-2024-0028. Статья выполнена при частичном финансировании по государственному заданию МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов А.С., Рудзян Ван, Крэйн К. и др. Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013. № 4. С. 303–325.
- Колесник А.Н., Астахов А.С., Колесник О.Н. Обстановки современного осадконакопления в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана (по результатам Q-кластеризации геохимических и гранулометрических данных) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 12. С. 1853–1866.
- Петелин В.Н. Гранулометрический анализ донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. Часть первая. Основы литологии (петрология) осадочных пород. М.; Л.: Государственное научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1940. 476 с.
- Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. М.: Наука, 2005. 297 с.
- Соловьева Н.А., Шарданова Т.А. Генетический анализ осадочных отложений нефтегазоносных бассейнов: Учебное пособие. М.: ОАО «Окружная газета ЮЗАО», 2015. 156 с.
- Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.
- Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2021. Т. 66, № 2. С. 114–126.
- Ульянцев А.С., Прокуда Н.А., Стрельцова Е.А. и др. Геохимическая типизация органического вещества донных отложений по молекулярному составу предельных алифатических углеводов // Океанология. 2021а. Т. 61, № 5. С. 822–830.
- Ульянцев А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л. и др. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // Океанология. 2021б. Т. 61, № 4. С. 666–668.
- Folk R. L., Ward W. Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters // Journal of Sedimentary Petrology. 1957. Vol. 27(1). P. 3–26.
- Krumbein W. C. Size frequency distributions of sediments // Journal of Sedimentary Petrology. 1934. Vol. 2(4). P. 65–77.
- Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., et al. Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach // Polar Geography. 2003. Vol. 27(4). P. 277–319.
- Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S., et al. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // Global Biogeochem. Cycl. 2012. Vol. 26. GB3003.
- Ulyantsev A.S. Comparative Analysis of Mineral Assemblages in Bottom Sediments from Buor-Khaya Bay // Oceanology. 2024. Vol. 64. P. 104–121.
- Ulyantsev A.S., Streltsova E.A., Charkin A.N. Lithological and granulometric data for the upper sedimentary layer of the Chaun Bay, East Siberian Sea // Data in Brief. 2023. Vol. 46. 108813.
- Ulyantsev A.S., Streltsova E.A., Charkin A.N. Grain size properties of surface bottom sediments from the Chaun Bay // Oceanology. 2024. Vol. 64. P. 446–461.
- Wentworth C.K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments // The Journal of Geology. 1922. Vol. 30 (5). P. 377–392.

Статья поступила в редакцию 28.03.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 549.324.35 + 552.18 (571.53/55)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-60-68

СРАСТАНИЯ ХОЛИНГВОРТИТА И СПЕРРИЛИТА В СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДАХ БАЙКАЛЬСКОГО И НОРИЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эрнст Максович Спиридонов 

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ernstspiridon@gmail.com 

Аннотация: В статье рассматривается проблема формирования срастаний холингвортита $RhAsS$ и сперрилита $PtAs_2$. Первичные сульфидные Cu-Ni пентландит-пирротиновые руды Норильского и Байкальского месторождений содержат срастания метакристаллов холингвортита и сперрилита. Пирротин этих руд содержит до 31 г/т Rh и заметную примесь Ru и Ir; возник при субсолидусном превращении сульфидного твердого раствора Mss (ранний продукт кристаллизации сульфидного Fe-Cu-Ni расплава). В норильских рудах заметное количество метакристаллов сперрилита, наиболее позднего из пневматолитовых (флюидно-метасоматических) минералов Pd, Pt, Au, Ag. Состав норильского сперрилита обычно близок к $PtAs_2$. В участках с обилием геверсита $PtSb_2$, стибипалладинита Pd_5Sb_2 или налдреттита Pd_2Sb метакристаллы сперрилита содержат до 11 масс. % Sb. Особенность мало сульфидных руд гипербазит-базитового Йоко-Довыренского плутона (байкалиды Северного Прибайкалья) — отсутствие в них сперрилита. Лишь в приконтактовых участках плутона близ толщ ороговикованных пиритовых черных сланцев руды содержат единичные метакристаллы сперрилита. В заметном количестве сперрилит развит в сульфидных Cu-Ni рудах Байкальского месторождения, размещенного в нижнем экзо- и эндоконтакте Йоко-Довыренского плутона у границы с толщей ороговикованных пиритовых черных сланцев. Сперрилит в пирротиновых рудах Норильского и Байкальского месторождений — продукт взаимодействия обогащенных As и Pt флюидов с пирротинном. Очевидно, что эти же флюиды извлекли Rh (и Ru, и Ir) из твердого раствора пирротина. В результате возникли срастания сперрилита и холингвортита. Состав сперрилита в срастании с холингвортитом: $(Pt_{0.985}Rh_{0.015})_1(As_{1.965}Se_{0.035})_2$ (Норильское), $(Pt_{0.985}Rh_{0.015})_1(As_{1.935}Sb_{0.065})_2$ (Байкальское). Норильский холингвортит обогащен Pt и Ru, его состав $(Rh_{0.71}Pt_{0.12}Ru_{0.11}Ir_{0.05})_{0.99}As_{1.01}S_{0.99}Se_{0.01}$. В байкальском холингвортите октаэдрический сектор роста содержит Pt — $(Rh_{0.84}Pt_{0.05}Ir_{0.02}Co_{0.04}Ni_{0.03}Fe_{0.02})_{1.00}As_{0.99}S_{1.00}Se_{0.01}$; тетраэдрический сектор роста не содержит Pt — $(Rh_{0.85}Ir_{0.01}Co_{0.08}Ni_{0.04}Fe_{0.02})_{1.00}As_{0.98}S_{1.00}Se_{0.02}$.

Ключевые слова: срастания сперрилита и холингвортита, продукт флюидного воздействия, родийсодержащий пирротин, магматогенные сульфидные руды

Для цитирования: Спиридонов Э.М. Срастания холингвортита и сперрилита в сульфидных медно-никелевых рудах Байкальского и Норильского месторождений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 60–68.

INTERGROWTHS OF THE SPERRYLITE AND HOLLINGWORTHITE FROM COPPER-NICKEL SULFIDE ORES AT BAIKAL AND NORILSK DEPOSITS

Ernst M. Spiridonov 

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ernstspiridon@gmail.com 

Abstract. Primary (non-metamorphosed) Cu-Ni sulphide ores of pyrrhotite composition contain intergrowths of sperrylite $PtAs_2$ and hollingworthite $RhAsS$ metacrystals in the Norilsk and Baikal deposits. Pyrrhotite of these ores is enriched in Rh (up to 31 ppm g/t); it contains a noticeable impurity of Ru and arose during the subsolidus transformation of high-temperature sulphide solid solution Mss (an efflorescence of sulphide Fe-Cu-Ni melt). Norilsk ores contain a significant amount of sperrylite metacrystals, the latest of pneumatolytic (fluid-metasomatic) Pd, Pt, Au and Ag minerals. The composition of Norilsk sperrylite is usually close to $PtAs_2$. Small-sized sperrylite metacrystals contain up to 11 wt. % of Sb in ore zones with geversite $PtSb_2$, stibiopalladinite Pd_5Sb_2 and naldrettite Pd_2Sb abundance. An absence of sperrylite is the feature of low-sulphide ores of the hyperbasite-basite Yoko-Dovyren pluton (baikalides at Northern Baikal region), whereas single sperrylite metacrystals occur only in pluton contact zones near the series of hornfelsed pyrite-bearing black shales. Sperrylite is developed significantly in Cu-Ni sulphide ores of the Baikal deposit, located in the lower exo- and endocontact of the Yoko-Dovyren pluton at the boundary with hornfelsed pyrite-bearing black shales series. Sperrylite in pyrrhotite ores of the Norilsk and Baikal deposits is a product of interaction of As- and Pt-rich fluids with pyrrhotite. Obviously, these fluids extracted Rh (as well as Ru and Ir) from pyrrhotite solid solution. As a result, sperrylite and hollingworthite intergrowths occurred. Composition of the sperrylite from intergrows with hollingworthite is $(Pt_{0.985}Rh_{0.015})_1(As_{1.965}Se_{0.035})_2$ (Norilsk) and $(Pt_{0.985}Rh_{0.015})_1(As_{1.935}Sb_{0.065})_2$ (Baikal). Norilsk hollingworthite rich in platinum; its composition is $(Rh_{0.63}Pt_{0.22}Ru_{0.10}Ir_{0.04})_{0.99}As_{1.01}S_{0.99}Se_{0.01}$. Baikal hollingworthite crystals are sectorial: some of the growth sectors contain platinum, their composition corresponds to $(Rh_{0.84}Pt_{0.05}Ir_{0.02}Co_{0.04}Ni_{0.03}Fe_{0.02})_{1.00}As_{0.99}S_{1.00}Se_{0.01}$, whereas other growth sectors are poor in platinum — $(Rh_{0.85}Ir_{0.01}Co_{0.08}Ni_{0.04}Fe_{0.02})_{1.00}As_{0.98}S_{1.00}Se_{0.02}$.

Keywords: intergrowths pneumatolytic sperrylite — hollingworthite, product at fluid interaction, rhodium-bearing pyrrhotite, magmatogenic sulfide ores

For citation: Spiridonov E.M. Intergrowths of the sperrylite and hollingworthite from copper-nickel sulfide ores at Baikal and Norilsk deposits. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 60–68. (In Russ.).

Введение. В магматогенных Cu-Ni месторождениях распространены интерметаллиды, сульфиды, арсениды, стибниды, висмутиды, теллуриды, станниды, пюмбиды Pt и Pd [Naldrett, 2004]. Стандартный тренд благородных металлов в высокотемпературных эндогенных процессах: Ru (+S) → Os (+S) → Ir (+S) → Rh (+S, As) → Pt + Au + Ag (±S, As) → Pd + Au + Ag (+S, As, Sb, Bi, Te, Sn, Pb, Cd, Hg, Ge, Tl) → Au + Pd + Ag (±S, As, Sb, Bi, Te, Sn, Pb, Se, Cd, Hg, Ge, Tl) [Спиридонов, 2022]. Один из пневматолитовых минералов платины, сперрилит, обычно развит в магматогенных сульфидных рудах, которые содержат халькопирит, кубанит, талнахит, моихукит, паторанит и галенит. В редких случаях метакристаллы сперрилита развиты в магматогенных рудах преимущественно пирротинового состава. В таких случаях со сперрилитом нередко ассоциирует холингвортит. В статье описаны их сростания и рассмотрены причины их возникновения.

Сперрилит. Кубический диарсенид платины сперрилит PtAs₂ — один из распространенных минералов платины. Кристаллами сперрилита размером до 2,5 см известны пегматоидные гортонолитовые дуниты трубок Дрикоп, Онвервахт и Моихук в Бушвелдском плутоне [Wells, 1889; Wagner, Moreno, 1925]. Магматогенные сульфидные руды Главной Хараелахской залежи Октябрьского месторождения Норильского рудного поля содержат метакристаллы сперрилита длиной до 4–7 см, кристаллы — двойники длиной до 11–21 см, скопления метакристаллов сперрилита до десятков см в поперечнике [Спиридонов и др., 2015; Спиридонов, 2022]. В магматических малосульфидных (Бушвелд и иные) и сульфидных рудах (Норильск, Садбери и другие) развиты метакристаллы сперрилита, замещившие продукты распада сульфидных твердых растворов — пирротин, троилит, пентландит, халькопирит, кубанит, талнахит, моихукит, паторанит, магматогенные куперит PtS и брэггит PdPt₃S₄, интерметаллиды Pt-Fe [Wells, 1889; Wagner, Melor, 1925; Генкин, 1968; Кулагов, 1968; Бегизов и др., 1976; Cabri, et al., 1977; Mostert, et al., 1982; Качаровская, 1986; Евстигнеева и др., 1990; Kinloch, Peyerl, 1990; Балмасова и др., 1992; Moreno et al., 1999; Назимова и др., 2003; Орсов и др., 2003; Спиридонов и др., 2003, 2010, 2015, 2019; Спиридонов, 2010, 2022; Naldrett, 2004; Dare, et al., 2010; Мочалов, 2019], магнетит. По нашим данным, генезис такого сперрилита — пневматолитовый [Спиридонов, 2010; Спиридонов и др., 2015, 2019], состав его обычно близок к теоретическому, значительно реже минерал содержит заметную примесь Sb [Спиридонов и др., 2015], крайне редко — заметную примесь родия [Изох, Майорова, 1990]. Изредка, малосульфидные руды месторождений Уральского (Нижнетагильского) — Аляскинского (Гуд-ньюс-Бей) типа содержат полный ряд твердых растворов

сперрилит PtAs₂ — геверсит PtSb₂ [Johan, et al., 1989]. Сперрилит — характерный минерал гидротермальных плутогенных Au-Mo-Cu-порфировых месторождений [Tarkian, Koopman, 1995], эпитеермальных Pt-Pd-Au-Se и U-Ag-Bi-Ni-Co месторождений [Botelho, et al., 2006 и др.]. Сперрилит довольно широко развит и в метаморфизованных рудах платиновых металлов и золота. В золотоносных конгломератах Витватерсранда, метаморфизованных в условиях пумпеллиит-актинолитовой фации, сперрилит слагает каймы замещения на окатанных зернах ферроплатины (источник As — метаморфизируемые пиритовые черные сланцы прослоев в золотоносных конгломератах) [Malitch, Merkle, 2004]. В рудах, метаморфизованных в условиях от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и гранулитовой, метаморфогенный сперрилит ассоциирует с арсенидами и сульфоарсенидами Ni-Co-Fe: кобальтином и другими [Ohnenstetter, et al., 1991; Barkov, et al., 1996; Gervilla, et al., 1998; Barkov, Fleet, 2009]. В высокоградно метаморфизованных рудах развит и сернистый сперрилит, твердый раствор сперрилит — платарсит PtAsS [Barkov, Fleet, 2009; Dare, et al., 2010], структуры которых сходны [Szymanski, 1979]; а также родисто-сернистый сперрилит, вплоть до состава Pt_{0.8}Rh_{0.2}As_{1.5}S_{0.5} — это твердый раствор сперрилита и холингвортита RhAsS [Tarkian, Prichard, 1987; Barkov, et al., 1996]; в них наиболее распространен парагенез бедного Rh сперрилита и холингвортита [Prichard, et al., 1994; Olivo, Theier, 2004]. В участках норильских руд, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, новообразованного сперрилита нет [Spiridonov, et al., 2016].

Холингвортит. Кубический сульфоарсенид родия — холингвортит RhAsS — самый распространенный минерал родия. В Уральском (Нижнетагильском) типе минерализации платиновых металлов в дунитовых ядрах зональных дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых плутонов складчатых областей с преобладающей изоферроплатиной, Ос иридием, осмием ассоциируют небольшие количества сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов: лаурит RuS₂, эрлихманит OsS₂, кашинит Ir₂S₃, бовиит Rh₂S₃, куперит PtS, купроиридсит CuIr₂S₄, купрородсит CuRh₂S₄, феррородсит FeRh₂S₄, купроплатсит CuPt₂S₄, ирарсит IrAsS, холингвортит RhAsS, сперрилит PtAs₂ [Высоцкий, 1913; Бегизов и др., 1976; Johan, et al., 1989; Назимова и др., 2003; Naldrett, 2004; Мочалов, 2009]. Гулинский-Кондёрский тип минерализации платиновых металлов в дунитах и оливинитах дунит-клинопироксенитовых комплексов кольцевых плутонов платформ — изоферроплатина, Ir осмий, звягинцевит, русенбургит-атокит, котульскит, таймырит-татьянаит, стибнопалладинит; сульфиды и сульфоарсениды платиновых металлов развиты здесь в подчиненных количествах: это

лаурит $(\text{Ru}, \text{Os}, \text{Ir})\text{S}_2$ — эрлихманит $(\text{Os}, \text{Ru}, \text{Ir})\text{S}_2$, куперит $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$, купрородсит $(\text{Cu}, \text{Fe})(\text{Rh}, \text{Ir}, \text{Pt})_2\text{S}_4$, купроиридсит $\text{Cu}(\text{Ir}, \text{Rh})_2\text{S}_4$, феррородсит, кашинит $(\text{Ir}, \text{Rh})_2\text{S}_3$, кондёрит $\text{PbCu}_3(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Ir})_8\text{S}_{16}$, ирарсит IrAsS — платарсит PtAsS — холингвортит RhAsS [Балмасова и др., 1992; Мочалов, 2019; Рудашевский и др., 1984а, 1984б]. Особый Бушвелдский тип минерализации платиновых металлов в трубообразных телах высоко железистых пегматоидных титаномagnetит-оливиновых пироксенитов и гортонолитовых дунитов: основные минералы платиновых металлов — изоферроплатина Pt_3Fe в сростании с холингвортитом $(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Os} \dots)\text{AsS}$; рутений Ru ; сперрилит PtAs_2 в сростании с родиевым лауритом $(\text{Ru}, \text{Os}, \text{Rh})\text{S}$ [Stumpfl, Clark, 1965; Cabri, et al., 1977; Ohnenstetter, et al., 1991; Naldrett, 2004]. В сульфидных Ni-Cu рудах Норильского месторождения холингвортит в сростании со сперрилитом установил А.Д. Генкин [1968]. В сульфидных Cu-Ni рудах Байкальского месторождения сростания холингвортита с пневматолитовым сперрилитом установлены автором. Холингвортит — типичный продукт высокоградно метаморфизованных руд благородных металлов. Минералы платиновых металлов — продукты метаморфизма руд в условиях фации зеленых сланцев — сульфоарсениды: руарсит RuAsS , твердые растворы холингвортит RhAsS — ирарсит IrAsS — руарсит RuAsS — платарсит PtAsS — осарсит OsAsS ; арсениды: твердые растворы сперрилит — холингвортит; сульфиды: твердые растворы тиошпинелей: купрородсит — купроиридсит — купроплатсит (маланит) — феррородсит — полидимит [Tarkian, Pricard, 1987; Prichard, et al., 1994; Moreno, et al., 1999; Olivo, Theier, 2004].

Норильское месторождение. Норильское рудное поле расположено в северо-западном углу дорифейской Восточно-Сибирской платформы, в области краевых дислокаций [Годлевский, 1968; Степанов, Туровцев, 1988]. Рудное поле образуют южный Норильский и северный Талнахский рудные узлы. Плутоногенные Co-Ni-Cu сульфидные месторождения с крупнейшими ресурсами Pd , Pt , Au , Ag , Rh генетически связаны с интрузивами оливиновых габбронорит-долеритов норильского типа [Годлевский, 1968; Кулагов, 1968; Степанов, Туровцев, 1988], производных трапповой формации $\text{P}_2\text{-T}_1$. Головные части Норильских, Талнахского (Верхнеталнахского), Хараелахского рудоносных интрузивов в значительной степени залегают среди контактово-метаморфизованных угленосных пород тунгусской серии. Магматические сульфиды слагают вкрапленность, шилы, жилы и залежи в интрузивных породах и около интрузивных роговиках. Поскольку температура кристаллизации сульфидных расплавов ниже, чем у силикатных, при остывании рудоносных интрузивов значительная часть сульфидных расплавов была выжата в их нижние части и под интрузивы [Годлевский, 1968; Кулагов, 1968; Степанов, Туровцев, 1988; Naldrett, 2004]. Изотопный

состав Pb в породах рудоносных интрузивов, в магматических сульфидных рудах и у минералов Pd и Pt в Норильском и в Талнахском рудном узлах заметно отличается, талнахские заметно более радиогенные [Спиридонов и др., 2010]. Это — свидетельство генетических связей минералов Pd и Pt с сульфидными рудами, а руд — с конкретными интрузивами.

При кристаллизации высокотемпературных сульфидных твердых растворов благородные металлы были селективно включены в них, при этом, Rh , Ru , Os , Ir — Mss -совместимые, Pt , Pd , Au , Ag — Iss -совместимые [36]. Соответственно, существенно пирротиновые руды — продукты субсолидусных превращений Mss — обогащены родием, отчасти рутением, осмием и иридием. Они не должны были бы содержать заметное количество минералов Pt и Pd , а их там местами немало, в частности, сперрилита. Это свидетельствует о флюидном перераспределении благородных металлов при формировании их минералов.

Уникальная особенность норильских руд — наличие поздних легкоплавких ($T_{\text{крист}} \sim 550^\circ\text{C}$) эвтектик $\text{PbSss} - \text{Iss5}$ (или Iss4 , Iss3) [Спиридонов, 2010, 2022; Спиридонов и др., 2010, 2015, 2019]. Сульфидные руды — эвтектические сростания слагают гнезда и секущие жилы нескольких поколений мощностью от первых до 120 см и длиной от первых см до многих метров в различных частях залежей массивных сульфидных руд, в интрузивных породах и роговиках, которые эти руды окружают. Причина их появления — обилие K и когерентного Pb в норильских рудно-магматических системах [Спиридонов, 2010, 2019]. Продукты субсолидусных превращений $\text{PbSss} - \text{матрица галенита и тельца распада алтаита}$. Судя по составу продуктов распада, температура распада отвечала $425\text{--}415^\circ\text{C}$ [Коваленкер и др., 1979]. Сульфидные руды — эвтектические сростания $\text{PbSss} - \text{Iss}$ экстремально богаты Pd , Pt , Ag , Au и их минералами [Спиридонов, 2010, 2022; Спиридонов и др., 2015, 2019]. Во многих рудных столбах значительная часть минералов благородных металлов находится в гнездах и жилах эвтектических руд, либо у контакта таких жил, часто замещая структуры распада галенит — алтаит. Приуроченность значительной части минералов Pd и Pt к выделениям галенита подчеркнута и в книге А.Д. Генкина [1968].

Норильские сульфидные расплавы были богаты флюидами (H_2O , K , Cl , F , CO , COS , CH_4 , P , Ba , Tl и др.). Каждое тело магматических сульфидов окружено ореолом флюидного воздействия из агрегатов титанистого биотита-флогопита, хлорапатита, фторапатита, амфиболов, ангидрита, магнетита или титаномagnetита, джерфишерита [Генкин, 1968; Годлевский, 1968; Кулагов, 1968; Спиридонов и др., 2003, 2010, 2015, 2019; Спиридонов, 2010, 2022]. Масштаб ореола связан с размером тел сульфидов, около крупных залежей ширина ореола превышает 10–15 м. Ареал распространения минералов благородных металлов шире контуров сульфидных тел

и совпадает с ореолами флюидного воздействия около них. Так, в шести метрах выше кровли Главной Хараелахской залежи Октябрьского месторождения среди роговиков в гнезде биотита и паргасита без сульфидов найден кристалл сперрилита размером 8 мм [Спиридонов, 2019].

Значительная часть Pd, Pt, Au, Ag в норильских рудах представлена собственными минералами, часто микронного размера. Часть Pd и Ag рассеяна в пентландите. Rh в основном рассеян в пирротине [Годлевский, 1968; Кулагов, 1968; Naldrett, 2004].

Байкальское месторождение. Рудоносный Йоко-Довыренский гипербазит-базитовый интрузив рифейского возраста внедрился в байкалиты северо-восточного Прибайкалья [Орсоев и др., 2003]. Размер интрузива $26 \times 3,5 \times 5$ км. Интрузив образуют нижний горизонт приконтактовых оливиновых габбронорит-долеритов, толща бронзит — эндиопсид — плагиоклаз содержащих дунитов и лерцолитов (около трети разреза интрузива), толща троктолитов со шлирами и жилами анортозитов и верлитов (около трети разреза интрузива), верхняя толща оливиновых, безоливиновых и пижонитовых габброноритов [Орсоев и др., 2003]. Интрузив окружен мощным ореолом контактово-метаморфизованных терригенных, известняково-доломитовых, кремнисто-карбонатных и пиритиносных паралических углеродистых пород рифея. Особенностью мало сульфидных руд гипербазит-базитового Йоко-Довыренского плутона является почти полное отсутствие в них сперрилита. Лишь в приконтактовых участках плутона близ толщ ороговикованных пиритиносных черных сланцев руды содержат единичные метакристаллы сперрилита. В заметном количестве сперрилит развит в сульфидных Cu-Ni рудах Байкальского месторождения, размещенного в нижнем экзо- и эндоконтакте Йоко-Довыренского плутона у границы с толщей ороговикованных пиритиносных черных сланцев. Байкальское месторождение включает вкрапленные, массивные и жильные Cu-Ni пентландит-халькопирит-кубанит-пирротинные и пентландит-пирротинные руды с Pt-Pd минерализацией; в более высоких частях разреза интрузив содержит линзовидные участки и гнездовые проявления малосульфидных руд с Pt-Pd минерализацией [Качаровская, 1986; Орсоев и др., 2003; Spiridonov, et al., 2019a, 2019b]. Магматические сульфиды окружены ореолами титанистого (3–6 масс. % TiO_2) флогопита, содержащего 0,6–1 масс. % Cl, реже паргасита (до ферроэденита) с 0,7–1,1 масс. % Cl, с включениями апатита, который содержит более 3 масс. % Cl и до 1 % F. Ареал распространения метакристаллов минералов благородных металлов также шире контуров сульфидных тел и совпадает с ореолами флюидного воздействия около них [Spiridonov, et al., 2019a, 2019b].

Материалы и методы исследования. Коллекция сульфидных руд Норильского рудного поля собрана автором при многолетнем (1996–2021) изучении подземных выработок, карьеров, керн поисковых

и разведочных скважин по программе Российского фонда фундаментальных исследований (исследовательские гранты № 98-05-64762, 01-05-64051, 04-05-64162, 07-05-99957, 10-05-00674, 13-05-00839; экспедиционные гранты № 96-05-79073, 97-05-79016, 98-05-79051, 99-05-79025, 00-05-79088, 01-05-79083, 02-05-79114, 03-05-79024, 04-05-79163, 05-05-79069, 06-05-79107, 07-05-10088, 08-05-10052); ряд образцов руд передали сотрудники Норильского ГМК им. А.П. Завенягина — С.Н. Беляков, Э.А. Кулагов, Е.В. Середа, В.В. Бутенко, И.Н. Тушенцова, которым автор сердечно благодарен. Коллекция руд Байкальского месторождения автором собрана при экспедиционных работах 2016 г. по программе Российского научного фонда (грант РНФ № 16-17-10129).

Фотографии в режиме отраженных электронов и исследование химического состава минералов благородных металлов выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на электронном сканирующем микроскопе JSM IT-500 (“Jeol”, Япония) с энерго дисперсионным спектрометром X-Max^N (“Oxford Instruments”, Великобритания), аналитик — исследователь Н.Н. Коротаева. Измерения проведены при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0,7 нА. Время накопления спектра — 100 с. Систематическая погрешность измерения главных (более 10 %) компонентов не превышает 1 отн. %. Для содержаний от 1 до 10 % относительная ошибка находится в пределах 5 %. Анализы выполнены с использованием стандартов — чистых металлов Ru, Os, Ir, Rh, Pt, Pd, Au, Ag, Bi, Sb, Ge, Ni, Co, Cu, Zn, пирита FeS_2 (S), алтаита PbTe (Pb), синтетических InAs (As) и CdSe (Cd, Se).

Сперрилит и холингвортит Норильского месторождения. Сперрилит обогащает руды — графические срастания $\text{PbSs} - \text{Iss3-5}$, обилен в отдельных участках моихукитовых, талнахитовых, кубанит-халькопиритовых руд. Размер метакристаллов сперрилита варьирует от микронного до 4–7 см, двойников — до 11–21 см. Размер гнезд (скоплений метакристаллов сперрилита) варьирует от долей мм до десятков см в поперечнике [Спиридонов, 2022]. История образования пневматолитовых минералов благородных металлов норильских руд по соотношениям пересечения, обрастания, замещения разделена на 7 стадий [Спиридонов, 2022].

Пневматолитовые минералы Pd и Pt 1 стадии — метакристаллы протоинтерметаллидов Pt и Pd, содержащие до 3–8 масс. % Au. Их сопровождает алтаит PbTe , замесивший часть галенита эвтектических руд. Установлено 9 типов протоинтерметаллидов — вероятно кубических твердых растворов, реконструированных по структурам распада: 1) на основе изоферроплатины Pt_3Fe , 2) на основе ферроплатины Pt_2Fe , 3) срастания интерметаллида Pt на основе тетраферроплатины PtFe и интерметаллида Pd на основе атокита $(\text{Pd,Pt,Au})_3(\text{Sn,Pb})$, 4) на основе

состава паоловита Pd_2Sn , 5. на основе состава паоловита Pd_2Sn и минерала Pd_4SnSb , 6) на основе состава минерала Pd_4SnSb , 7) на основе состава минерала Pd_4SnSb и надреттита Pd_2Sb , 8) на основе состава соболевскита $\text{Pd}(\text{Bi}, \text{Te})$, 9) на основе мончеита $(\text{Pt}, \text{Pd})(\text{Bi}, \text{Te})_2$. Состав протоинтерметаллидов 4–8 типов эквивалентный $\approx (\text{Pd}, \text{Pt}, \text{Au}, \text{Ag})_1(\text{Sn}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Te}, \text{Pb}, \text{As})_1$. Протоинтерметаллиды Pd и Pt в норильских рудах ранее не описывались.

Пневматолитовые минералы Pd и Pt 2 стадии — продукты субсолидусных превращений протоинтерметаллидов: их полиморфных превращений и распада твердых растворов, а также новообразованные интерметаллиды Pt и Pd . Некоторые из них содержат до 5 масс. % Au . Распространены минералы Pt-Fe : в рудах с сернистым пирротинном — изоферроплатина Pt_3Fe , в рудах с железистым пирротинном — ферроплатина Pt_2Fe , в рудах с троилитом — тетраферроплатина $\text{Pt}_2\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})$. Итак, состав минералов Pt-Fe определяло наличие «реакционно способного» железа. Типичны зональные кристаллы Pd рустенбургита — Pt атокита $(\text{Pd}, \text{Pt})_3\text{Sn}$. Заметная часть паоловита Pd_2Sn норильских руд возникла при твердофазном превращении протоинтерметаллидов при переходе предположительно кубической фазы в ромбическую (паоловит), с образованием классических перекрещивающихся двойников полиморфного перехода и ламелей распада Sb и Te-Sb инсизвайта, Bi геверсита, мончеита, телец распада нигглиита. Ориентировка ламелей распада в каждом блоке — двойнике полиморфного перехода паоловита особая. Распространен двухстадийный распад твердого раствора, что коррелируется с гипабиссальными условиями становления норильских плутоногенных месторождений. Паоловит раннего зарождения обособленных зональных кристаллов в сростании с ферроплатиной богат платиной — $(\text{Pd}_{1.65-1.80}\text{Pt}_{0.35-0.20})_2(\text{Sn}_{0.7-0.8}\text{Sb}_{0.2-0.15}\text{Te}_{0.05}\text{Bi}_{0.05})_1$. Минерал Pd_4SnSb — распространенный пневматолитовый минерал норильских руд, его средний состав ($n = 113$ в 21 образце), масс. %: Pd 61,08, Pt 2,95, Au 0,14, Cu 0,14, Sn 17,68, Sb 17,65, Bi 0,27, Pb 0,40, сумма 100,31, формула — $(\text{Pd}_{3.87}\text{Pt}_{0.10}\text{Au}_{0.005}\text{Cu}_{0.005})_{3.99}(\text{Sn}_{1.005}\text{Sb}_{0.98}\text{Bi}_{0.01}\text{Pb}_{0.015})_{2.01}$. Надреттит более редок, его средний состав — $(\text{Pd}_{1.95}\text{Pt}_{0.05})_2(\text{Sb}_{0.75-0.8}\text{Sn}_{0.25-0.2})_1$. Для него, как для паоловита и минерала Pd_4SnSb , характерен изоморфизм олово — сурьма.

Пневматолитовые минералы Pd и Pt 3 стадии — продукты превращений протоинтерметаллидов Pt-Pd-Ag-Au и новообразованные тетраферроплатина II, зональные рустенбургит II — атоцит II, звягинцевит II; пластинчатые паоловит II, минерал Pd_4SnSb II, надреттит II и стибнопалладинит; мончеит II, инсизвайт II, геверсит II; соболевскит II, масловит I. Характерен массовый рост пластин паоловита II без структур распада, их размер до 26×6 мм. Это самые крупные в мире кристаллы паоловита. Паоловит II отличается от паоловита I более низким содержанием Au , Sb и Pt и наличием

небольших устойчивых примесей Te , Cd , Tl . С пластинчатым паоловитом II ассоциирует, а также образует обособленные кристаллы гексагональный минерал Pd_4SnSb II. В эвтектических рудах Октябрьского месторождения установлен моноклинный служеникинит $\text{Pd}_{15}(\text{Sb}, \text{Sn})_7$, морфология которого не отличима от морфологии пластин минерала Pd_4SnSb — $\text{Pd}_2(\text{Sb}, \text{Sn})$. Состав этой фазы близок к составу служеникинита. Возможно, служеникинит — продукт процесса упорядочения гексагонального минерала Pd_4SnSb — $\text{Pd}_2(\text{Sb}, \text{Sn})$, с небольшим изменением состава. С новообразованным паоловитом II нередко ассоциируют пластины стибнопалладинита.

Пневматолитовые минералы Pd, Pt, Au, Ag 4 стадии — продукты замещения пневматолитовых интерметаллидов 1, 2 и 3 стадий: станнопалладинит, таймырит-татьянаит; тонко пластинчатые сростания плюмбополярит + станнопалладинит + плюмбопалладинит + звягинцевит и продукты их собирательной перекристаллизации; арсениды-станниды и арсениды-стибниды Pd : паларстанид, Sb паларстанид, минералы гр. мертиита; продукты замещения пентландита: аргентопентландит, маякит, нипаларсит; тетраферроплатина; тетрааурикуприд, аурикуприд, Au томамаеит; интерметаллиды — Ag-Au-Cu-Pd-Pt . Их сопровождают джерфишерит и талфенисит. Среди образований 4 стадии — новая изоморфная серия: томамаеит PtCu_3 — аурикуприд AuCu_3 — нильсенит PdCu_3 . В отличие от предыдущих, для 4 стадии характерно активное участие Cu и As в процессах минералогенеза. Наличие тетрааурикуприда и аурикуприда [Спиридонов и др., 2003] — свидетельство температур кристаллизации минералов 4 стадии $<390-410^\circ \text{C}$.

Пневматолитовые минералы Pd, Pt, Au, Ag 5 стадии. Их образованию предшествовала заметная деформация и частичная перекристаллизация более ранних минеральных агрегатов. Минералы 5 стадии нередко слагают среди них прожилки. Характерные минералы 5 стадии — фрудит PdBi_2 , незональные минералы ряда $\text{Au} - \text{Ag}$ и гессит Ag_2Te , с которыми ассоциируют монохалькогениды Pd и Pt (Te соболевскит, садбериит и котульскит) и дихалькогениды Pd и Pt (мончеит, масловит, майчнерит), арсениды Pd (меньшиковит и минералы гр. мертиита), а также палладогерманид, алтаит. Широко распространены незональные электрум, кюстелит, Au серебро, часто в сростании с фрудитом. Золото с пробностью $>800\%$ — продукт распада богатых золотом интерметаллидов Pd и Pt .

Пневматолитовые минералы Pd, Pt, Au, Ag 6 стадии — фрудит II, обычно в сростании со сложными зональными электрумом II ($598-308\%$) — кюстелитом II ($300-105\%$) — Au серебром II ($98-4\%$) \pm алтаит \pm масловит III; алтаит \pm масловит III \pm беспримесные геверсит IV и инсизвайт IV; сростания паоловита IV и гессита III \pm фрудит II; реакционные каймы кабриита вокруг раннего паоловита; реакционный туламинит (феррокупроплатина), замещающий

томамаеит на контакте с зональными золотинами. Характерны золотины с прямой, обратной, осцилляционной, сложной и очень сложной зональностью. Вариации состава золотин обусловлены колебаниями активности Те во флюиде. Наличие богатых Ag золотин на глубоких горизонтах месторождения Октябрьское — возможный признак существенного продолжения залежей богатых руд на глубину.

Пневматолитовые минералы Pt, Rh 7 стадии. Наиболее поздний пневматолитовый минерал благородных металлов норильских руд — сперрилит $PtAs_2$ [Спиридонов и др., 2015]. Границы его метакристаллов секут все типы первичных сульфидных минералов и магнетит, тетраферроплатину, паоловит, инсизваит, геверсит, нигглиит, рустенбургит, атокит, таймырит, соболевскит, меньшековит, котульскит, фрудит, кабриит, электрум, кюстелит, Au серебро. Форма кристаллов разнообразная: от простых кубов и кубооктаэдров до весьма сложной, нередко уплощенные кристаллы. Обычный случай, когда одни грани метакристалла идеальной формы и гладкие, остальная морфология неровная. Обычно норильский сперрилит — минерал мало примесный. Сперрилит, заместивший Sb-паоловит и геверсит $PtSb_2$, содержит до 11 масс. % Sb [Спиридонов и др., 2015]. Норильский сперрилит постоянно содержит микропримеси Rh, Sn, Sb и Те, периодически — Au и Cu. Отдельные кристаллы сперрилитита содержат до 0,9 масс. % Se [Spiridonov, et al., 2016]. Зональные по составу кристаллы редки, их центральные зоны обогащены сурьмой, заимствованной из замещенного геверсита. Это характерно для небольших кристаллов, крупные же по составу близки к $PtAs_2$.

Сперрилит распределен крайне неравномерно. Максимальное его количество находится в экзоконтактах жил эвтектических руд. В Главной Хараелахской залежи у ее кровли возле мощной жилы эвтектических руд встречены скопления сперрилитита с поперечником до 120 см (наблюдения Э.А. Кулагова в 1970-е годы, устное сообщение). В той же ситуации С.Н. Беляков в 1990-е годы наблюдал гнездо сперрилитита размером 30×20×20 см, состоящее из нескольких кристаллов длиной 3–4 см и многих десятков кристаллов длиной до 1,5 см (устное сообщение). Это были находки на верхних горизонтах –330–430 м Главной Хараелахской залежи Октябрьского месторождения. В 2018 г. С.Н. Беляков наблюдал в той же ситуации скопление кристаллов сперрилитита с поперечником около 25 см на горизонте минус 710 м (устное сообщение). Это — возможное свидетельство продолжения Главной Хараелахской залежи на существенную глубину.

Значительно реже небольшие метакристаллы сперрилитита и их сростания развиты среди сульфидных руд пентландит-пирротинового состава. В таких рудах А.Д. Генкин установил включения единичных мелких кубовидных кристаллов холингвортита в сперрилите [Генкин, 1068]. Сперрилит из сростания с холингвортитом содержит неболь-

Т а б л и ц а

Химический состав (масс. %) сперрилитита (№ 1–2) и холингвортита (№ 3–7) сростаний в магматогенных пентландит-пирротиновых рудах Норильского (№ 1, 3) и Байкальского (№ 2, 4–7) месторождений

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7
Pt	55,68	56,28	10,31	4,56	4,57	нпо	нпо
Rh	0,39	0,40	32,21	40,39	39,92	42,71	43,89
Ru	нпо	нпо	4,89	нпо	нпо	нпо	нпо
Ir	нпо	нпо	4,23	1,79	0,90	0,96	0,98
Co	нпо	нпо	нпо	1,10	1,65	2,36	2,02
Ni	нпо	нпо	нпо	1,10	0,82	1,18	1,15
Fe	нпо	нпо	нпо	0,52	0,53	0,56	0,55
As	43,05	42,52	33,34	35,01	34,66	36,71	35,99
Sb	нпо	2,32	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
S	нпо	нпо	14,13	14,83	14,98	16,19	15,56
Se	0,81	нпо	0,34	нпо	0,37	0,79	0,77
Сумма	99,93	101,52	99,45	99,30	98,40	99,31	100,91
Число атомов в формуле							
Pt	0,985	0,985	0,12	0,05	0,05	–	–
Rh	0,015	0,015	0,71	0,84	0,83	0,83	0,87
Ru	–	–	0,11	–	–	–	–
Ir	–	–	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01
Co	–	–	–	0,04	0,06	0,08	0,07
Ni	–	–	–	0,04	0,03	0,04	0,04
Fe	–	–	–	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	1,00	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99	1,01
As	1,965	1,935	1,01	1,00	0,99	0,98	0,98
Sb	–	0,065	–	–	–	–	–
S	–	–	0,99	0,99	1,00	1,01	0,99
Se	0,035	–	0,01	–	0,01	0,02	0,02
Сумма	2,00	2,00	2,01	1,99	2,00	2,01	1,99
Сумма	3						

Примечание. нпо — ниже предела обнаружения. Os, Au, Ag, Cu, Sn, Bi, Те не обнаружены.

шие примеси родия и селена, его состав отвечает $(Pt_{0.985}Rh_{0.015})_1(As_{1.965}Se_{0.035})_2$ (ан. № 1, таблица). Размер кристаллов холингвортита варьирует от 3–5 мкм (преобладают) до 15–20, изредка до 40 мкм. Холингвортит существенно более твердый минерал, чем сперрилит, поэтому отчетливо более рельефный. Минерал изотропный, отражение заметно ниже, чем у сперрилитита. Норильский холингвортит обогащен Pt (~10 масс. %), содержит существенные количества Ru (~5 масс. %) и Ir (~4 масс. %), которые изоморфно замещают Rh; небольшая часть S замещена Se (ан. № 3, таблица). Состав норильского холингвортита отвечает $(Rh_{0.71}Pt_{0.12}Ru_{0.11}Ir_{0.05})_{0.99}As_{1.01}S_{0.99}Se_{0.01}$.

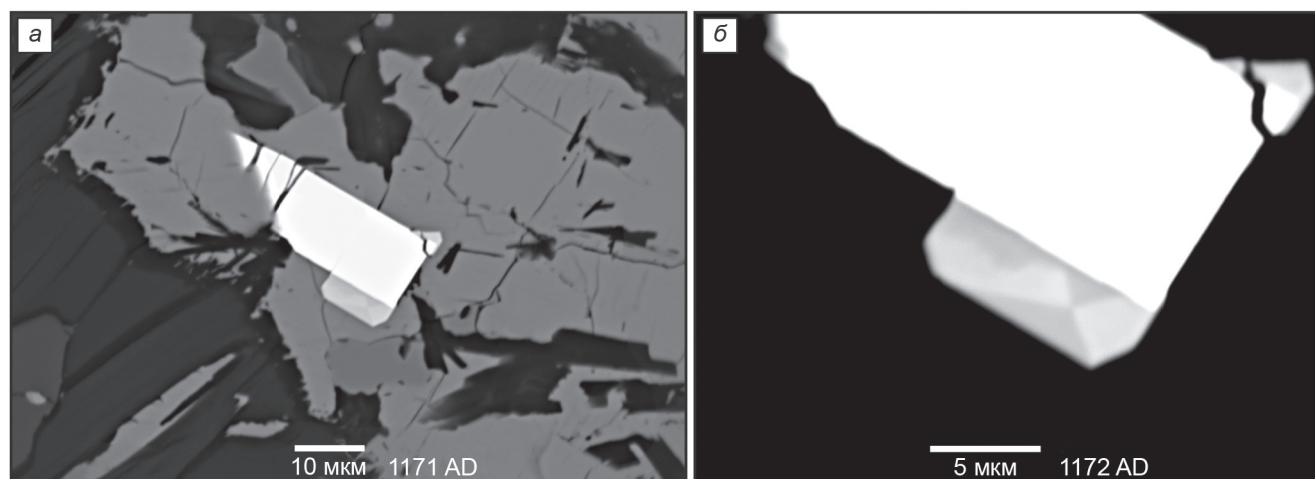


Рисунок. Густо вкрапленные магматогенные пентландит-пирротиновые руды Байкальского месторождения. Срастание метакристаллов сперрилита (белый) и холингвортита (светло-серый) в гнезде пирротина (серый) с множеством включений пластин хлорсодержащего флогопита. Трещины в сперрилите заполнены эпоксидной смолой (черное). Справа — деталь. Кристалл холингвортита секториальный. Холингвортит более светлых секторов содержит Pt (ан. № 4-5, таблица). Холингвортит более темных секторов не содержит Pt (ан. № 6-7, таблица). В отраженных электронах

Таким образом, минерал по составу практически стехиометричен.

Сперрилит и холингвортит Байкальского месторождения. Сперрилит в кристаллах размером от первых мкм до 1–3 мм в существенно халькопиритовых рудах Байкальского месторождения и связанных с ними россыпях реки Ондоко установлен Л.Н. Качаровской [Качаровская, 1986] и Д.А. Орсоевым [Орсоев и др., 2003]. Автором в густо вкрапленных пентландит-пирротиновых рудах Байкальского месторождения обнаружены срастания мелких метакристаллов сперрилита и холингвортита (рисунок). Сперрилит из срастания с холингвортитом содержит небольшую примесь Rh и заметную Sb (ан. № 2, таблица); состав данного сперрилита отвечает $(\text{Pt}_{0.985}\text{Rh}_{0.015})_1(\text{As}_{1.935}\text{Sb}_{0.065})_2$. Метакристаллы холингвортита секториально-зональные (рисунок). Октаэдрические секторы роста обогащены платиной — в них холингвортит содержит ~4,5 масс. % Pt, 1–2 масс. % Ir, примеси Co, Ni, менее Fe, немного Se (ан. № 4, 5, таблица), в отраженных электронах они более светлые; их составу отвечает формула — $(\text{Rh}_{0.83-0.84}\text{Pt}_{0.05}\text{Ir}_{0.01-0.02}\text{Co}_{0.04-0.06}\text{Ni}_{0.03-0.04}\text{Fe}_{0.02})_{1-1.01}\text{As}_{0.99-1}\text{S}_{0.99-1}\text{Se}_{0-0.01}$.

Тетраэдрические секторы роста холингвортита бедны платиной, содержат ~1 масс. % Ir, до 2,5 масс. % Co, менее Ni, Fe, Se (ан. № 6, 7, таблица), в отраженных

электронах они более темные, их составу отвечает формула — $(\text{Rh}_{0.83-0.87}\text{Ir}_{0.01}\text{Co}_{0.07-0.08}\text{Ni}_{0.04}\text{Fe}_{0.02})_{0.99-1.01}\text{As}_{0.99}\text{S}_{0.99-1.01}\text{Se}_{0.02}$.

Выводы. Метакристаллы сперрилита в магматогенных пентландит-пирротиновых рудах Норильского и Байкальского месторождений являются продуктами взаимодействия флюидов, обогащенных As и Pt, с пирротинном, который обогащен Rh, в меньшей степени Ru и Ir. Очевидно, что эти же флюиды извлекли Rh (и Ru, и Ir) из твердого раствора пирротина. В результате возникли срастания пневматолитовых сперрилита и холингвортита, который в различной степени обогащен Pt, Ru и Ir.

Благодарности. Автор благодарен А.А. Арискину и Е.В. Кислову, организовавшим экспедиционные работы на Йоко-Довыренском плутоне и Байкальском месторождении; Н.Н. Коротаевой — за высокое качество анализов минералов, А.Г. Мочалову и Г.С. Николаеву — за конструктивные замечания по тексту статьи.

Финансирование. Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ кафедры минералогии геологического факультета МГУ, с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А. и др. Самородный осмий и иридосмин Гулинского массива // Докл. РАН. 1992. Т. 323. С. 748–751.

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы лаурит — эрлихманитовой и холингвортит — ирарситовой серий уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. Ч. 101. С. 112–118.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геол. ком. Новая серия. Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.

Евстигнеева Т.Л., Ким А.А., Некрасов И.Я. О деарсенизации сперрилита в природе // Минерал. ж. 1990. Т. 12, № 3. С. 90–96.

- Изох А.Э., Майорова О.Н. Родийсодержащий сперрит из Номгонского комплекса (Монголия) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. С. 1212–1215.
- Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования): Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 180 с.
- Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Павлов Е.Г. О распаде природного твердого раствора в системе PbS — PbTe // Упорядоченность и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука, 1979. С. 185–190.
- Кулагов Э.А. Особенности минерального состава руд месторождения Норильск-I: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1968. 239 с.
- Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический альманах. Т. 23, вып. 3. 2019. 117 с.
- Мочалов А.Г. Новый осмиево-платиновый минерально-геохимический тип зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов на юге Корякского нагорья (Россия) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 226–231.
- Назимова Ю.В., Зайцев В.П., Мочалов А.Г. Минералы платиновой группы габбро-пироксенит-дунитового массива Гальмознан южной части Корякского нагорья // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 6. С. 547–565.
- Орсове Д.А., Рудаевский Н.С., Крейцер Ю.Л., Конников Э.Г. Благороднометаллическая минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 4. С. 233–237.
- Рудаевский Н.С., Мочалов А.Г., Безизов В.Д. и др. Ингалит $PbCu_3(Fe,Pt)_6S_{16}$ — новый минерал // Зап. ВМО. 1984а. Ч. 113. С. 712–717.
- Рудаевский Н.С., Мочалов А.Г., Трубкин Н.В. и др. Кондёрит $Cu_3Pb(Rh,Pt,Fe)_8S_{16}$ — новый минерал // Зап. ВМО. 1984б. Ч. 113. С. 703–712.
- Спиридонов Э.М. Норильские рудоносные интрузивы и сульфидные руды. К 120-летию М.Н. Годлевского // Отечественная геология. 2022. № 6. С. 95–116.
- Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.
- Спиридонов Э.М., Беляков С.Н., Янакурт В.О., Коротаева Н.Н. Норильское рудное поле: прямое доказательство пневматолитового генезиса минералов палладия в сплошных сульфидных рудах // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. II. С. 380–383.
- Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. Т. 55, № 8. С. 867–875.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Платинисто-палладистый тетрааурикуприд и ассоциирующие минералы в рудах месторождения Норильск-I // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 3. С. 267–277.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А. и др. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 5. С. 447–476.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ, 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Barkov A., Alapieti T., Laajoki K. Osmian hollingworthite and rhodian cobaltite — gersdorffite from the Lakkulaisvaara layered intrusion, Russian Karelia // Mineral. Mag. 1996. Vol. 60. P. 973–978.
- Barkov A.Y., Fleet M.E. An unusual association of hydrothermal platinum-group mineral from the Imandra layered complex, Kola peninsula, NW Russia // Canad. Mineral. 2004. Vol. 42. P. 455–467.
- Botelho N.F., Moura M.A., Peterson R.C., et al. Kalungaite, $PdAsSe$, a new platinum-group mineral from the Buraco do Ouro gold mine, Calacante, Goi'as State, Brazil // Mineral. Mag. 2006. Vol. 70. P. 123–130.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M. Platinum-group minerals from Onverwacht. II. Platarsite, a new sulfoarsenide of platinum // Canad. Mineral. 1977. Vol. 15. P. 385–388.
- Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M., Fisher P.C. The timing and formation of platinum-group minerals from the Creighton Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Sudbury, Canada: early crystallization of PGE-rich sulfarsenides // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 1071–1100.
- Gervilla F., Papunen H., Kojonen K. Pt-, Pd- and Au-rich arsenide from the Kylmäkoski Ni-Cu deposit (Vammala Nickel Belt, SW Finland) // Mineral. Petrol. 1998. Vol. 64. P. 163–185.
- Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia. 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospect, Owendale intrusion // Mineral. Petrol. 1989. Vol. 40. P. 289–309.
- Kinloch E.D., Peyerl W. Platinum-group minerals in various rock types of the Merensky Reef: genetic implications // Econ. Geol. 1990. Vol. 85. P. 537–555.
- Malitch K.N., Merkle R.K.W. Ru-Os-Ir-Pt and Pt-Fe alloy from the Evander goldfield, Witwatersrand basin, South Africa: detrital origin inferred from compositional and osmium-isotope data // Canad. Mineral. 2004. Vol. 42. P. 631–650.
- Moreno T., Prichard H.M., Lunar R. et al. Formation of a secondary platinum-group mineral assemblage in chromitites from the Herbeira ultramafic massif in Cabo Ortegal, NW Spain // Eur. J. Mineral. 1999. Vol. 11. P. 363–378.
- Mostert A.B., Hofmeyr P.K., Potgieter G.A. The platinum group mineralogy of the Merensky Reef at the Impala platinum mines, Bophuthatswana // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. P. 1385–1394.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer, 2004. 727 p.
- Ohnenstetter D., Watkinson D.H., Dahl R. Zoned hollingworthite from the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario // Amer. Mineral. 1991. Vol. 76. P. 1694–1700.
- Olivo G.R., Theyer P. Platinum-group minerals from the McBratney PGE-Au prospect in the Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada // Canad. Mineral. 2004. Vol. 42. P. 667–681.
- Prichard H.M., Ixer R.A., Lord R.A., et al. Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite // Canad. Mineral. 1994. Vol. 32. P. 271–294.
- Seabrook C.L., Prichard H.M., Fisher P.C. Platinum-group minerals in the Raglan Ni-Cu sulfide deposit, Cape Smith, Quebec, Canada // Canad. Mineral. 2004. Vol. 42. P. 485–497.
- Spiridonov E.M., Orsoev D.A., Ariskin A.A., et al. Germanium-rich palladium minerals — palladogermanide Pd_2Ge , Ge-paolovite $Pd_2(Sn, Ge)$, zvyagintsevite — in sulfide-bearing anorthosites of the Yoko-Dovyren pluton, Baikal region // Geochemistry International. 2019a. Vol. 57, N 5. P. 600–603.
- Spiridonov E.M., Orsoev D.A., Ariskin A.A., et al. Hg- and Cd-bearing Pd, Pt, Au and Ag minerals in sulfide-bearing mafic and ultramafic rocks of the Yoko-Dovyren pluton in Baikalides

of the Northern Baikal region // *Geochemistry International*. 2019b. Vol. 57, N 1. P. 42–55.

Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M., Zhukov N.N. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Norilsk sulfide ore deposit, Siberia // *Canad. Mineral*. 2016. Vol. 54. P. 429–452.

Stumpfl E.F., Clark A.M. Hollingworthite, a new rhodium mineral identified by electronprobe microanalysis // *Amer. Mineral*. 1965. Vol. 50. P. 1068–1074.

Szymanski J.T. The crystal structure of platarsite, $\text{Pt}(\text{As,S})_2$, and a comparison with sperrylite, PtAs_2 // *Canad. Mineral*. 1979. Vol. 17. P. 117–123.

Tarkian M., Koopmann G. Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper-gold deposit,

Luzon Island, Philippines // *Mineral. Deposita*. 1995. Vol. 30. P. 39–47.

Tarkian M., Prichard H.M. Irarsite-hollingworthite solid solution series and other associated Ru-, Os-, Ir- and Rh-bearing PGM from the Shetland ophiolite complex // *Mineral. Deposita*. 1987. Vol. 22. P. 178–184.

Wagner P.A., Mellor E.T. On platinum bearing hortonolite dunite of the Lydenburg district, Transvaal // *Trans. Geol. Soc. South Africa*. 1925. Vol. 28. P. 1–18.

Wells H.H. Sperrylite, a new mineral // *Amer. J. Sci.* 1889. Vol. 37. P. 67–70.

Статья поступила в редакцию 02.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 249.02

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-69-83

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН ИНЖЕНЕРНЫХ БАРЬЕРОВ БЕЗОПАСНОСТИ В МОДЕЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Иван Аркадьевич Морозов¹✉, Виктория Валерьевна Крупская²,
Татьяна Александровна Королева³, Борис Владимирович Покидько⁴,
Сергей Вячеславович Закусин⁵

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; ivan.morozov@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-1310-8892>

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krupskaya@ruclay.com, <https://orcid.org/0000-0002-6127-748X>

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; tanakoro@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-8169-7673>

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; pokidko2000@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-9199-6621>

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakusinsergey@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2420-5388>

Аннотация. Бентонитовые глины широко применяются в различных отраслях промышленности, в том числе при утилизации радиоактивных отходов в качестве компонентов инженерных барьеров безопасности. В работе освещены результаты экспериментов по преобразованию бентонитов в условиях воздействия модельных растворов поровых вод кристаллического массива, а также по взаимодействию с другими компонентами барьеров (сталь, бетон). Проведенные экспериментальные и аналитические работы позволили выявить тенденции преобразований бентонитов, и особенности трансформационных изменений в структуре смектитов при контактных взаимодействиях с материалами инженерных барьеров безопасности (сталь и бетон). Результаты могут быть использованы при обосновании долгосрочной безопасности геологического захоронения радиоактивных отходов на участке недр «Енисейский», Красноярский край.

Ключевые слова: бентонит, смектит, геологическое захоронение радиоактивных отходов, инженерные барьеры безопасности, сталь, бетон

Для цитирования: Морозов И.А., Крупская В.В., Королева Т.А., Покидько Б.В., Закусин С.В. Преобразование бентонитовых глин инженерных барьеров безопасности в модельных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 69–83.

TRANSFORMATION OF BENTONITE ENGINEERED BARRIERS SYSTEM IN MODEL CONDITIONS

Ivan A. Morozov¹✉, Viktoriya V. Krupskaya², Tatiana A. Koroleva³,
Boris V. Pokidko⁴, Sergey V. Zakusin⁵

¹ Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia; ivan.morozov@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-1310-8892>

² Institute of Geology of Ore Deposits RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krupskaya@ruclay.com, <https://orcid.org/0000-0002-6127-748X>

³ Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia; tanakoro@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0002-8169-7673>

⁴ Institute of Geology of Ore Deposits RAS, Moscow, Russia; pokidko2000@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-9199-6621>

⁵ Institute of Geology of Ore Deposits RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakusinsergey@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-2420-5388>

Abstract. Bentonite clays are widely used in various industries, including in the disposal of radioactive waste as components of engineered barriers system. The paper highlights the results of experiments on the transformation of bentonites under the influence of model solutions of pore waters of a crystalline massif, as well as on interaction with other components of barriers (steel, concrete). The experimental and analytical work carried out made it possible to identify trends in bentonite transformations, and features of transformational changes in the structure of smectites during contact interactions with materials of engineered barriers system (steel and concrete). The results can be used to substantiate the long-term safety of the deep geological disposal of radioactive waste at the Yeniseisky site, Krasnoyarsk region.

Keywords: bentonite, smectite, deep geological disposal of radioactive waste, engineered barrier system, steel, concrete

For citation: Morozov I.A., Krupskaya V.V., Koroleva T.A., Pokidko B.V., Zakusin S.V. Transformation of bentonite engineered barriers system in model conditions. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 69–83. (In Russ.).

Введение. Глинистые материалы обладают большим спектром свойств, что позволяет широко их применять в различных отраслях, в том числе в области ядерной энергетики в части создания инженерных барьеров безопасности (ИББ) при захоронении радиоактивных отходов (РАО). В настоящий момент, в Российской Федерации, в рамках реализации Федеральной целевой программы «Ядерная и радиационная безопасность» осуществляются проекты по выводу из эксплуатации ядерно- и радиационно-опасных объектов, а также разработка концепции пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов (ПГЗРО) в кристаллических породах на участке недр «Енисейский» в Красноярском крае [Дорофеев и др., 2017; Ильина и др., 2019; Крупская и др., 2018, 2020, 2023].

Безопасность захоронения обеспечивается благодаря принципу многобарьерности, реализуемому посредством создания системы инженерных барьеров (СИБ), которая включает в себя такие элементы, как иммобилизирующая радионуклиды матрица, упаковка для захоронения (контейнер), в которую помещается матрица с РАО, и глинистые материалы, размещаемые в пространстве между контейнерами и стенками выработки (буферный слой), материалы обратного заполнения туннелей и др. Эффективность обеспечения различными компонентами СИБ накладываемых на них функций безопасности обуславливается эволюцией их свойств в течение длительного срока. При этом взаимодействие компонентов СИБ друг с другом может в значительной степени сказаться на изменении изолирующих свойств в долгосрочной перспективе.

Глинистый материал, размещаемый в пространстве между контейнерами с РАО и стенками горных выработок (рис. 1) должен ограничить доступ подземных вод к ВАО, создать условия, при которых массообмен между ВАО и подземными водами возможен лишь посредством диффузии, предотвратить поступление радионуклидов в коллоидной форме в подземные воды, обеспечить эффективную

сорбцию радионуклидов после вероятной разгерметизации контейнера с ВАО, запечатать открытые трещины и крупные поры в горных породах за счет высокой набухаемости, отвести тепло от ВАО в окружающую геологическую среду [Крупская и др., 2020; Богатов и др., 2023; Вознесенский и др., 2024].

Полным набором требуемых характеристик обладают бентонитовые глины, основным (> 60–70 %) порообразующим компонентом которых являются диоктаэдрические смектиты (минералы ряда монтмориллонит-бейделит) [Guggenheim et al., 2006; Koroleva et al., 2024; Белоусов, Крупская, 2019; Дриц, Коссовская, 1990]. В качестве примесных компонентов встречаются кварц, полевые шпаты, кальцит, редко пирит, другие сульфидные минералы и органическое вещество, а также другие глинистые минералы — каолинит, иллит, смешанослойные глинистые минералы, реже хлорит и вермикулит.

Смектиты представляют собой гидратированные алюмосиликаты, состоящие из двух тетраэдрических и расположенной между ними одной октаэдрической сетки, образующих слой 2:1. Благодаря изоморфным замещениям в составе октаэдрических и тетраэдрических сеток формируется отрицательный заряд слоя, который компенсируется межслоевыми катионами и обеспечивает высокие сорбционные свойства бентонитовых глин [Guggenheim et al., 2006; Дриц, Коссовская, 1990]. Для монтмориллонита характерна преимущественная локализация заряда в составе октаэдрических сеток, что приводит к высокой сорбции катионов и органических компонентов.

В ходе эксплуатации геологического захоронения в системе инженерных барьеров в буферной зоне развиваются процессы, которые включают коррозию металлических материалов контейнеров, воздействие повышенной температуры за счет радиоактивного распада, механическую эрозию материала бентонита на контакте со стенками выработки за счет размывания поровыми водами, генерацию газа (водорода за счет коррозии контейнеров, метана, сероводорода и др. за счет жизнедеятельности микробных сообществ), собственно микробную деятельность, которая может привести к изменению пористости компактированного бентонитового материала, воздействие ионизирующего излучения на материалы контейнеров и матрицу РАО, образование коллоидов и потенциальный коллоидный транспорт радионуклидов и др. Все эти процессы должны быть проанализированы для обоснования безопасности геологического захоронения РАО.

В ряде работ [Kaufhold, et al., 2013, 2021; Claret, et al., 2002; Dohrmann, et al., 2013; Svensson, et al., 2011] по результатам разномасштабных экспериментов с ИББ на основе глинистых материалов, описаны преобразования в минеральном составе бентонитов, их физико-механических, сорбционных и других свойств. Некоторые из этих преобразований, такие как растворение примесных минералов и связанная с ними газогенерация, изменение pH и окис-

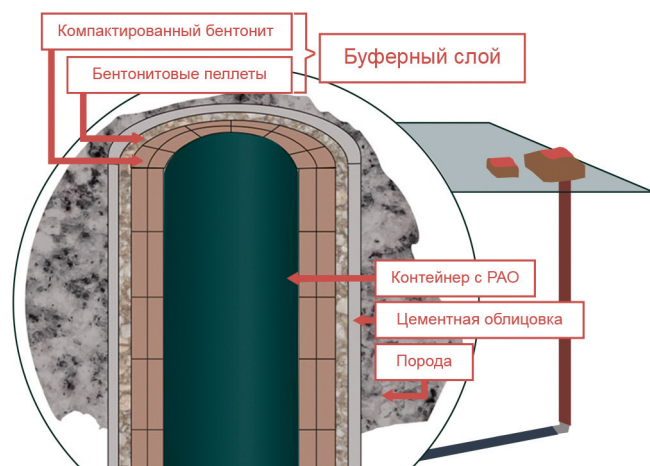


Рис. 1. Схема системы инженерных барьеров геологического захоронения радиоактивных отходов

лительно-восстановительных условий, микробная активность и т.д., могут играть решающую роль в обосновании выбора материала элементов СИБ. Несмотря на многочисленные работы, на настоящий момент по-прежнему остаются спорными механизмы и критерии возникновения тех или иных преобразований, несистематичность их проявления в различных экспериментах и бентонитах разного состава и генезиса и многие другие вопросы. При этом возможные изменения в составе бентонитов и в структуре смектитов влияют на обеспечение функций безопасности буферного материала.

Согласно исследованиям [Karnland, et al., 2007; Claret, et al., 2002; Bauer, et al., 2006; Cuevas, et al., 2007; Cuisinier, et al., 2008; Fernández, et al., 2010, 2014; García Calvo, et al., 2010; Kaufhold, Dohrmann, 2009, 2010, 2011; Savage, et al., 1992, 2010], смектит в щелочных условиях обладает меньшей устойчивостью, чем в нейтральных, и pH раствора играет в этом ключевую роль. Так, в ряде работ [Savage, et al., 2002, 2007, 2010] утверждается, что $pH \approx 12,5$, является граничным значением, выше которого химическая активность, а следовательно, скорость растворения смектита, резко повышаются.

Одним из потенциальных материалов контейнера с РАО является сталь Ст3. За счет не очень высокой коррозионной стойкости выходящие из нее продукты коррозии могут негативно сказываться на характеристиках глинистого буферного материала, находящегося на контакте с контейнером. Согласно имеющимся литературным данным [Fernández, et al., 2018; Wersin, et al., 2015; Kaufhold, et al., 2017, 2023; Cuevas, et al., 2017], процесс коррозии стали в присутствии бентонита может провоцировать появление новых железистых фаз, а также вызывать трансформационные изменения смектита из диоктаэдрического в триоктаэдрический, и даже приводить к образованию новых глинистых минералов, например, группы хлорита. Такие данные были получены в результате полномасштабных экспериментов в подземной исследовательской лаборатории (ПИЛ) в Швеции (проект Alternative Buffer Material) [Fernández, et al., 2022; Wersin, et al., 2015], также изменения смектитов наблюдались в экспериментах в ПИЛ Швейцарии (проект FEBEX) [Kaufhold, et al., 2018], где проходил самый длительный на данный момент полномасштабный эксперимент. Обобщая результаты полномасштабных экспериментов не всегда возможно выявить четкие тренды зависимости изменений в глинистом буферном слое от температуры и контактирующего материала (бетон или сталь). На границе, контактирующей со стальным нагревателем, наблюдалось увеличение общего содержания Mg [Kaufhold, et al., 2017; Svensson, 2015; Kaufhold, et al., 2018], что авторы связывают с инконгруэнтным растворением смектита при повышенных температурах. Однако специфика данного наблюдения заключается в том, что на контакте с нагревателем бентонит был уплотненный, что,

по-видимому, и позволило выделить данный эффект. В остальном результаты полномасштабных экспериментов соотносятся с результатами лабораторных экспериментов.

В связи с активизацией работ по выводу из эксплуатации ядерно- и радиационно-опасных объектов в рамках реализации Федеральной целевой программы «Обеспечение ядерной и радиационной безопасности на 2016–2020 годы и на период до 2035 года» [Павлов и др., 2020, 2021, 2024; Крупская и др., 2018, 2020; Ильина и др., 2019] особое внимание уделяется вопросам устойчивости бентонитов в агрессивных средах, о чем будет сказано ниже, и в условиях воздействия ионизирующего излучения [Pusch, et al., 1992; Gu, et al., 2001; Мишанькин и др., 2023].

Вопросам преобразования бентонитов в присутствии растворов разного состава уделялось большое внимание специалистами различных организаций СССР и Российской Федерации, начиная со второй половины прошлого столетия [Злочевская, 1969; Тарасевич, Овчаренко, 1975; Брилинг и др., 1987; Злочевская и др., 1990]. В этих работах рассматриваются макроскопические изменения и изменения адсорбционных свойств и в меньшей степени касаются тонких структурных преобразований. Из-за большого интереса к бентонитам в роли противомиграционного буфера РАО, подавляющая часть исследований затрагивала сорбционные свойства бентонитов [Кулешова и др., 2017, 2023; Семенова и др., 2019, 2021; Semenkova и др., 2018, 2020; Verma и др., 2019], в том числе при кислотной [Krupskaya, et al., 2017; Timofeeva, et al., 2015; Закусин и др., 2015] и щелочной [Тучкова и др., 2012; Прядко и др., 2020] обработках глинистых материалов. Неоднократно предлагались варианты использования природных и модифицированных глинистых материалов для иммобилизации радиоактивных отходов [Сергеев и др., 2009; Лаверов и др., 2009]. Однако, в связи с тем, что активные работы по обоснованию безопасности захоронения РАО на территории Российской Федерации были начаты позже, чем за рубежом, не накоплено достаточного количества данных по преобразованию глинистых барьерных материалов в модельных условиях ПГЗРО, в том числе в присутствии других компонентов системы инженерных барьеров.

Таким образом, целью настоящего исследования являлось выявление закономерностей в изменении состава и свойств бентонита, а также изменение тонкого строения смектитов, в модельных условиях глубинного захоронения радиоактивных отходов с использованием модельных растворов поровых «вод» участка недр «Енисейский» и при взаимодействии с такими материалами барьеров безопасности, как бетон и сталь.

Подобные исследования для оценки эволюции бентонитов и преобразований смектитов месторождений России и Казахстана в модельных условиях

ПГЗРО в присутствии других компонентов инженерных барьеров (материалов стали и бетонов) проводятся впервые и представляют собой первый шаг в понимании поведения всей системы инженерных барьеров безопасности в условиях глубинного захоронения. Результаты экспериментов используются и будут использованы в дальнейшем для проведения геохимического и термодинамического моделирования на дальнюю перспективу.

Материалы и методы исследования. В качестве глинистых материалов были выбраны бентониты двух месторождений: 10-й Хутор (10Х, республика Хакасия, Россия) и Таганское (Т, Казахстан), являющиеся наиболее перспективными для создания глинистых барьеров безопасности ПГЗРО [Ильина и др., 2019; Крупская и др., 2018, 2023].

Особенности генезиса и геологического положения месторождений освещены в работах [Belousov, et al., 2021; Адрышев и др., 2003; Белоусов и др., 2017; Белоусов, Крупская, 2019; Сапаргалиев и др., 1999; Сапаргалиев, Кравченко, 2007].

Детальное описание исходных образцов бентонитов, включая данные рентгеновской дифракции и ИК-спектроскопии приведены в работах [Koroleva, et al., 2024; Krupskaya, et al., 2025].

Образцы бентонитов до и после экспериментов исследовались комплексом методов.

Для получения количественных данных о минеральном составе применялся полнопрофильный анализ методом Ритвельда по методике «Количественный рентгенодифракционный анализ (КРДА) горных пород, руд и материалов по методу Ритвельда» с использованием программы BGMN с графическим интерфейсом Profex [Doebelin, Kleeberg, 2015].

Определение химического состава образцов бентонита осуществлялось при помощи рентгенофлуоресцентного метода с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios mAX (PANalytical, Нидерланды).

ИК-спектры были получены на ИК-Фурье-спектрометре Perkin Elmer Spectrum One (США) с детектором InGaAs, съемка производилась в средней области ($4000\text{--}400\text{ см}^{-1}$). Предварительно были спрессованы KBr-таблетки (0,5 мг образца, 200 мг KBr), которые снимались как в исходном состоянии, так и после прогревания при 120 °C в течение суток.

Удельная площадь поверхности образцов бентонита изучалась при помощи адсорбции азота на анализаторе Quadrasorb SI/Kr (США). Расчет удельной площади поверхности ($S_{\text{ВЕТ}}$) проводили методом БЭТ по начальному участку изотермы в диапазоне P/P_s от 0,05 до 0,30.

Изучение составов растворов осуществлялось методом оптико-эмиссионной спектроскопии на оптико-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 5110 (Agilent Technologies, Малайзия).

Значения емкости катионного обмена (ЕКО) измерялось по методу Cu-trien с использованием фотометра Эксперт-003 (Россия) [Методика..., 2022].

Определение состава обменного комплекса в смектитах проводилось при помощи вытеснения обменных катионов и последующего титрования растворов.

Термический анализ бентонитов проводился на синхронном термоанализаторе TGA/DSC 3+ (Mettler Toledo, Швейцария).

Химическое состояние железа и положение его атомов в неэквивалентных кристаллографических позициях в структуре минерала исследовали методом мессбауэровской спектроскопии на спектрометре «СМБ-2201» в ИГД РАН (ЦКП «АИРИЗ»). Источником γ -излучения служил ^{57}Co в матрице Cr активностью 30 мКи. Съемка всех образцов производилась при комнатной температуре в интервале скоростей от -10 мм/с до $+10\text{ мм/с}$. Аппаратурная ширина линии в спектре эталонного $\alpha\text{-Fe}$ составляла $0,21 \pm 0,01\text{ мм/с}$. Качество разложения спектра оценивалось при помощи критерия Пирсона (χ^2). Линии гамма-резонансного поглощения полученных спектров раскладывались на два или три дублета квадрупольного расщепления от октаэдрических катионов Fe^{3+} и Fe^{2+} . Параметры дублетов для Fe^{3+} : химический сдвиг относительно $\alpha\text{-Fe}$ варьирует в пределах $0,35\text{--}0,38\text{ мм/с}$, квадрупольное расщепление — в пределах $0,49\text{--}0,72\text{ мм/с}$. Параметры дублетов для Fe^{2+} : химический сдвиг относительно $\alpha\text{-Fe}$ варьирует в пределах $1,09\text{--}1,16\text{ мм/с}$, квадрупольное расщепление — в пределах $2,54\text{--}2,69\text{ мм/с}$. Относительное количество Fe^{2+} и Fe^{3+} и заселенность ими подрешеток в структуре минерала определялись по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. Погрешность определения содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в подрешетках составляет не более 2%. Оценка интенсивности дублетов позволяла установить соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, которое варьирует от 0 до 0,30. Для примера на рис. 2 при-

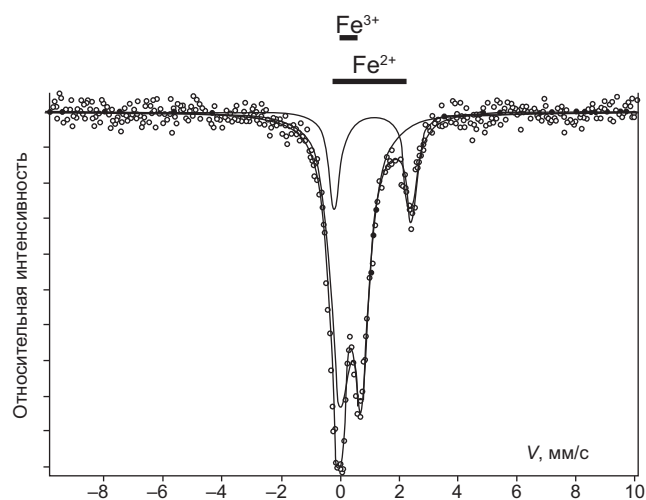


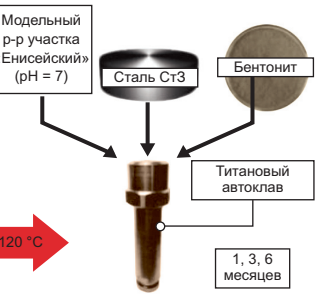


Рис. 2. Мессбауэровский спектр образца 10Х после трехмесячного взаимодействия со сталью и результаты его разложения ($\chi^2=0,8$)

Таблица 1

Схема проведения экспериментов по преобразованию бентонитов в модельных условиях

	Эксперимент № 1	Эксперимент № 2	Эксперимент № 3
Месторождения бентонита	10-й Хутор, Таганское	10-й Хутор	10-й Хутор, Таганское
Граничный материал ИББ	Нет	Бетон	Образцы стали Ст3 в виде плоских пластин
Соотношение раствор:бентонит (по массе)	10:1	5:1	10:1
Длительность	1, 3, 6 месяцев	1, 3 месяцев	1, 3, 6 месяцев
Температура	90 °С	90 °С	120 °С
Тип сосуда	Фторопластовый стакан	Фторопластовый стакан	Титановый автоклав
pH раствора	1, 7, 11	12,1 (выщелат бетона)	7
Тип раствора	Модельный раствор участка «Енисейский»	Выщелат бетона на основе модельного раствора участка «Енисейский»	Модельный раствор участка «Енисейский»
Схема эксперимента			

веден мессбауэровский спектр одного из образцов и результаты его разложения.

Расчет кристаллохимических формул смектитов является довольно дискуссионным, что отражено в ряде работ, например [Fernández, et al., 2022; Emmerich, 2013; Kaufhold, et al., 2011]. В данной работе был использован комплексный подход, который наилучшим образом позволяет описать особенности состава глинистых минералов и который включает в себя совокупность данных химического и минерального состава, инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии [Krupskaya, et al., 2025].

Расчет структурных формул смектитов проводился на каждую половину формульной единицы с использованием приближения постоянного числа анионов — $O_{10}(OH)_2$ и приближения фиксированного октаэдрического заряда. Формула диоктаэдрического смектита использовалась согласно [Emmerich, 2013]:

$$Mn^+ \zeta [(Al, Fe^{3+})_{2-y} (Fe^{2+}Mg)_y]^{VI} [Si_{4-x} (Al)_x]^{IV} O_{10}(OH)_2,$$
 где Mn^+ — межслоевой катион, в основном Ca, Na, Mg; $\zeta = x + y$.

Вначале проводился количественный минеральный анализ методом рентгеновской дифракции, затем из результатов химического анализа вычитали примеси. Соотношение октаэдрических и тетраэдрических катионов оценивались по результатам рассмотрения инфракрасных спектров, соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в октаэдрических сетках смектптов

рассчитывалось по данным мессбауэровской спектроскопии. Величина заряда, рассчитанного по кристаллохимической формуле, проверялась по данным определения ЕКО [Emmerich, 2013].

Экспериментальная часть. Было проведено три серии экспериментов по преобразованию бентонита в модельных условиях геологического захоронения (табл. 1): (№ 1) воздействие на бентонит модельных растворов, имитирующих поровых воды с различным pH при повышенной температуре; (№ 2) взаимодействие бентонита с продуктами выщелачивания бетонов; (№ 3) взаимодействие бентонита с материалами контейнера.

Во всех экспериментах был использован модельный раствор, имитирующий состав подземных вод на участке «Енисейский» [Morozov, et al., 2022] (табл. 2). Длительность экспериментов и соотношение компонентов представлены в табл. 1.

Эксперимент № 1 направлен на изучение изменения бентонитов в различных pH условиях при повышенной температуре (90 °С). Навеска образцов бентонитов массой 10 г заливалась 100 мл модельного раствора, герметично закрывалась во фторопластовом стакане и помещалась в термощкаф на 1, 3 и 6 месяцев. Для экспериментов длительностью 12 и более месяцев были использованы другие автоклавы, усовершенствованной конструкции и результаты будут рассмотрены в следующих работах. Для понижения и повышения pH в модельный раствор добавлялась, соответственно,

Таблица 2

Химический состав и pH растворов, используемых для экспериментов

Раствор	Содержание компонентов раствора, ммол/л									pH
	Na ⁺	Al ³⁺	Si ⁴⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
Модельный раствор	0,887	–	–	0,115	0,495	1,22	2,56	0,495	0,887	7,3
Выщелат бетона	6,78	1,938·10 ⁻³	0,038	11,98	4,11·10 ⁻⁵	0,08034	–	–	–	12,1

соляная кислота и гидроксид натрия. Фактические значения pH для кислого раствора составили 1,1, для щелочного — 11,2.

Эксперимент при пониженных pH был нацелен на моделирование консервативного сценария развития событий. Воздействие растворов при низких значениях pH потенциально могут привести к наиболее пагубным изменениям в структуре смектитов [Krupskaya, et al., 2019; Белоусов, Крупская, 2019], что может сказаться на обеспечении долговременной безопасности объектов изоляции РАО. Эксперимент при повышенных pH имитировал условия щелочной среды в результате выщелачивания бетонов.

Эксперимент № 2 — по взаимодействию бентонита с бетоном был проведен в две стадии. На 1 этапе цилиндры из бетона марки ЦЕМ III/A 42.5 Н выщелачивались в течение 30 дней при температуре 90 °С в модельном растворе в статических условиях. Состав модельного раствора и pH после выщелачивания (далее «выщелат бетона») представлен в табл. 2. После процесса выщелачивания раствор отфильтровывался от крупных частиц с помощью обеззоленного фильтра (синяя лента). Изменения бетонов в ходе выщелачивания отражены в работе [Morozov, et al., 2022]. Затем полученный раствор заливался во фторопластовые стаканы с бентонитом в соотношении 5:1, герметично закрывался и также помещался в шкаф при температуре 90 °С.

Эксперимент № 3 по взаимодействию бентонита с образцами стали Ст3 в виде пластинок (площадь поверхности стали на 1 г бентонита составила 2 см²/г) проводился при температуре 120 °С в титановых автоклавах. Пластины стали Ст3 помещались в автоклавы с подготовленной суспензией бентонита на основе модельного раствора в том же соотношении 5:1, герметично закрывались и помещались в термошкаф на 1, 3 и 6 месяцев.

После завершения экспериментов проводилось разделение образца на твердую и жидкую фазы с помощью лабораторной центрифуги Sigma 3-16L. Все образцы бентонита после завершения экспериментов проходили очистку в диализных мешках в дистиллированной воде. Степень очистки контролировалась по величине pH и электропроводности воды, в которой находились диализные мешки с пробами из экспериментов.

Результаты и их обсуждение. Воздействие растворов с разным pH при повышенной температуре. В результате проведения экспериментов по воздействию модельных растворов различных pH

на бентониты было зафиксировано растворение карбонатов (табл. 3), что наблюдается по исчезновению примесных фаз кальцита и сидерита. Растворение происходит как вследствие повышенных температур эксперимента, так и при воздействии кислого раствора (при пониженных pH). Других значимых изменений в составе бентонитов не произошло за время эксперимента.

Анализ состава обменных катионов исходных образцов бентонитов обоих исследуемых месторождений и после эксперимента в течение шести месяцев показал снижение доли катионов натрия и увеличение доли щелочноземельных элементов (Ca, Mg) за счет обработки модельным раствором (табл. 1), что связано с ионным обменом в процессе эксперимента и согласуется с положениями базальных отражений смектитов на рентгеновских дифракционных картинах (рис. 3, а).

Величина емкости катионного обмена снижается с разной интенсивностью в зависимости от pH модельного раствора. В кислых условиях (табл. 4) в связи с протонированием активных центров поверхности кристаллитов смектита величина ЕКО снижается на 22,4 % для 10Х и на 17,2 % для Т. Взаимодействие с нейтральной и щелочной средами не привело к такому значительному падению ЕКО, однако было замечено, что для бентонита Т относительное падение ЕКО выше, чем для 10Х. Одной из причин снижения ЕКО в результате воздействия на них модельных растворов является замещение щелочных на преимущественно щелочноземельные катионы, которые в свою очередь труднее вытесняются. Кроме того, в результате длительного воздействия модельных растворов на образцы бентонита происходит растворение примесных минералов, а именно карбонатов, также в средах с высокими pH процессы растворения кремнезема протекают в большей степени, что приводит к его переосаждению на поверхности смектитов в виде нерастворимых фаз, затрудняя ионный обмен, подобное тому, что ранее наблюдалось при выщелачивании смектитов неорганическими кислотами [Krupskaya, et al., 2017].

Отсутствие значимых изменений в области отражений 060 смектитов и в других диагностических *hkl* областях отражает высокую стабильность глинистых минералов в условиях проводимых экспериментов. Не наблюдается образование как триоктаэдрических форм смектитов, так и других глинистых минералов, таких как иллит, хлорит и т.п.

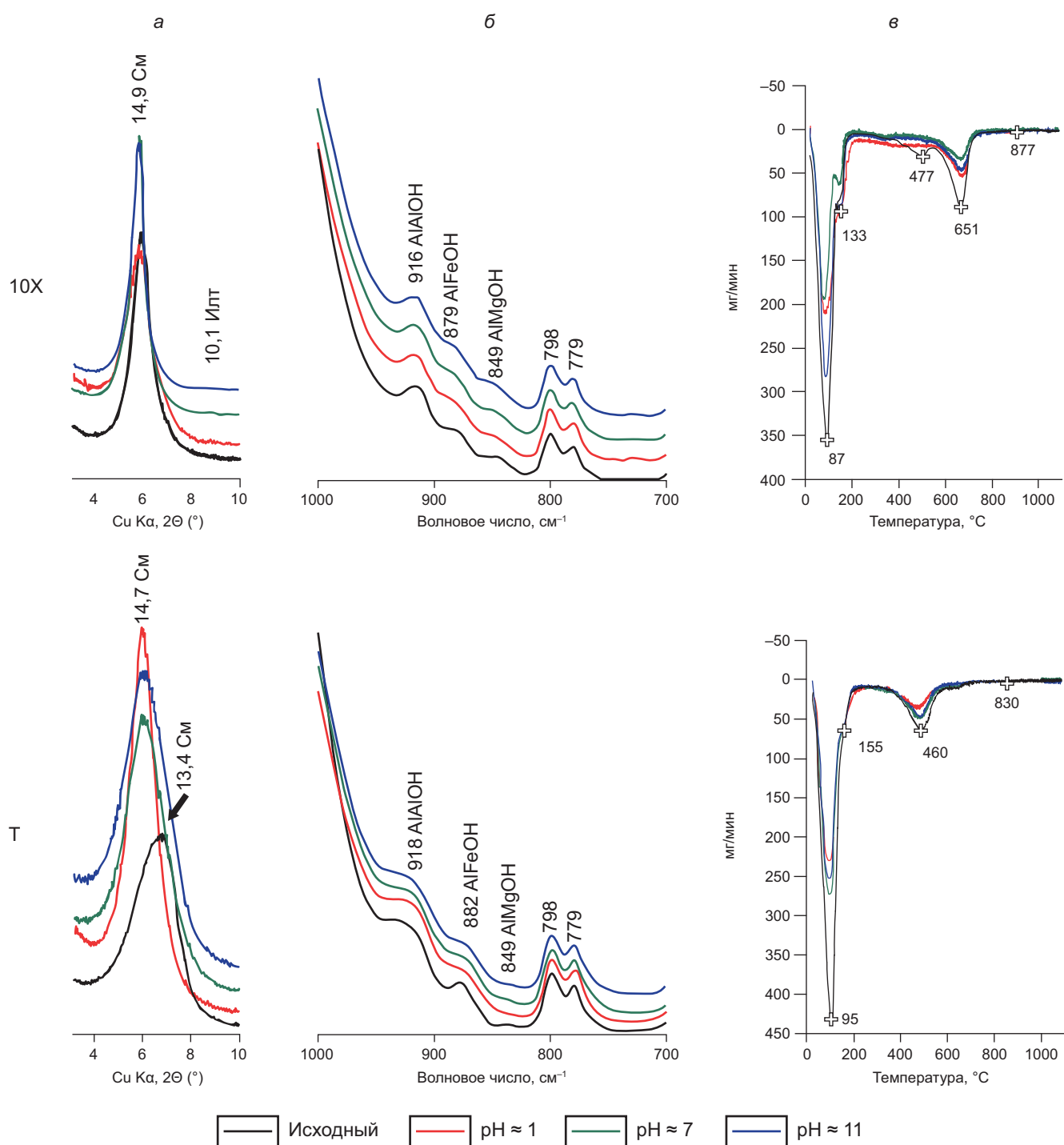


Рис. 3. Изменение характеристик бентонитов 10-й Хутор (10X) и Таганское (Т) при взаимодействии с модельными растворами: а — фрагменты рентгеновских дифракционных картин, б — фрагменты области ИК-спектров; в — кривые дифференциального термogrавиметрического анализа

По результатам ИК-спектроскопии (области спектров, в которых зафиксированы изменения, показаны крупным планом) (рис. 3, б) наблюдается снижение интенсивности полос поглощения Al-Fe-OH и Al-Mg-OH, что может говорить о некотором выщелачивании ионов железа и магния из октаэдрических сеток, что коррелирует с результатами химического анализа (табл. 4). Данные изменения в равной степени проявляются во всех образцах, вне зависимости от pH раствора.

Наблюдаемые изменения поверхностных свойств бентонитов в ходе экспериментов по воздействию модельных растворов разного pH (табл. 4) приводят к небольшому увеличению величины удельной поверхности бентонита 10X в щелочных условиях при том, что средний размер пор уменьшается с 6 нм в исходном состоянии до 3,8 и 4,6 нм в нейтральных и щелочных условиях, соответственно. Воздействие кислых растворов не привело к изменению поверхностных свойств данного бентонита.

Таблица 3

Изменение минерального и химического составов образцов в результате экспериментов (масс. %)

Эксперимент	Минеральный состав										
	Образец	Смектит	Каолинит	Иллит	Хлорит	Кварц	КППШ	Плагиоклаз	Анаказ	Кальцит	Сидерит
Исходные	10-й Хутор	68,7	1,4	3,9	0,8	11,6	5,7	4,8	0,7	1,7	0,7
	Таганское	74,7	–	–	–	15,6	–*	7,5	0,7	1,5	–
№1	10-й Хутор										
	рН	1,1	68,6	0,8	3,2	1,6	12,7	6,3	5,8	1,0	–
		7,3	67,9	1,1	3,2	0,8	12,3	7,4	6,4	0,9	–
		11,2	67,9	1,0	3,5	1,0	12,5	8,1	5,2	0,8	–
	Таганское										
	рН	1,1	72,3	–	–	–	18,7	–*	8,1	0,9	–
		7,3	74,2	–	–	–	16,3	–*	8,6	0,9	–
		11,2	73,8	–	–	–	17,1	–*	8,4	0,7	–
№2	10-й Хутор										
	1 месяц	69,5	1,2	4,2	1,0	11,3	5,1	6,2	0,6	0,9	–
	3 месяца	69,0	1,2	4,9	1,1	10,6	5,2	6,3	0,7	1,0	–
№3	10-й Хутор										
	6 месяцев	68,8	1,0	4,7	1,0	11,1	6,9	4,4	0,7	1,4	–
	Таганское										
	6 месяцев	65,8	–	–	–	22,2	–*	10,8	1,2	–	–
Эксперимент	Химический состав										
	Образец	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	
Исходные	10-й Хутор	1,13	3,20	19,66	67,09	1,17	2,40	0,86	0,06	4,26	
	Таганское	1,89	3,54	18,19	67,71	0,16	1,35	0,82	0,09	6,21	
№1	10-й Хутор										
	рН 1,1	0,87	3,03	20,02	67,38	1,14	2,04	0,92	0,04	4,13	
	рН 7,3	0,58	3,10	20,11	67,17	1,10	2,33	0,92	0,05	4,19	
	рН 11,2	0,62	3,11	19,87	67,25	1,19	2,42	0,91	0,06	4,17	
	Таганское										
	рН 1,1	0,13	3,27	18,88	69,02	0,14	1,07	0,90	0,08	6,29	
	рН 7,3	1,11	3,47	18,52	67,82	0,21	1,49	0,90	0,08	6,16	
	рН 11,2	1,32	3,45	18,35	67,87	0,21	1,42	0,89	0,09	6,14	
№2	10-й Хутор										
	1 месяц	1,04	3,05	19,81	66,77	1,45	2,72	0,81		4,13	
	3 месяца	1,20	3,03	19,56	66,4	1,49	2,72	0,84		4,10	
№3	10-й Хутор										
	6 месяцев	0,55	2,98	18,90	67,74	1,14	2,03	0,70		5,89	
	Таганское										
	6 месяцев	1,65	3,42	17,81	69,06	0,16	1,17	0,66		5,97	

При этом изменения в характеристиках поверхности бентонита Т гораздо более ярко проявлены и фиксируются по увеличению удельной поверхности во всем диапазоне рН, увеличению объема пор в кислых и щелочных условиях. Средний размер пор остается почти постоянным и остается на очень низком уровне, составляя 1,3–1,4 нм.

Описанные изменения в кислых условиях связаны с частичной деструкцией смектитов (более развито в бентонитах Т), разрушения крупных агрегатов

(характерно для 10Х) и растворением карбонатов. В нейтральных и щелочных условиях также происходит частичная деструкция смектитовых минералов, растворение и переосаждение карбонатов и аморфного кремнезема. Еще одной причиной роста удельной поверхности может являться перестройка коллоидной структуры агрегатов в растворе с формированием более пористой структуры агрегатов при удалении влаги.

Важным наблюдением является тот факт, что при всех условиях экспериментов бентонит ме-

Таблица 4

Состав обменных катионов, емкость катионного обмена, поверхностные характеристики и соотношения Fe(II)/Fe(III) изученных образцов

Эксперимент	Образец		Fe(II)/ Fe(III)	S _{БЭТ} , м ² /г	V _Σ	d, нм	Ca	Mg	Na	Σ обменных катионов	ЕКО
							мг. экв. /100 г				
Исходный	10-й Хутор		0,19	26,3	0,071	6,0	34,3	20,1	14,8	69,2	69,1
	Таганское		0,05	65,4	0,079	1,3	22,4	24,4	41,2	88,0	90,3
№ 1	10-й Хутор										
	рН	1,1	0,11	26,5	0,071	6,0	58,4	40,9	10,6	109,9	53,6
		7,3	0,28	26,7	0,072	3,8	36,6	14,9	4,8	56,3	63,5
		11,2	0,26	30,1	0,072	4,6	49,9	15,3	5,1	70,3	60,7
	Таганское										
	рН	1,1	0	69,2	0,08	1,4	67,7	26,9	4,3	98,9	74,8
		7,3	0	74,5	0,075	1,3	28,8	26,7	22,3	77,8	78,3
		11,2	0	84,4	0,086	1,3	34,5	18,6	26,8	79,9	76,9
№ 2	10-й Хутор										
	3 месяца		0,10	31,6	0,074	3,8	н.о.*				
№ 3	Fe(II)/ Fe(III)										
	образец		исходный			1 месяц		3 месяца		6 месяцев	
	10-й Хутор		0,19			0,22		0,28		0,30	
	Таганское		0,05			0,04		0		0	

Таблица 5

Кристаллохимические формулы смектитов, рассчитанные по результатам проведенных экспериментов

Эксперимент	Образец	Формула	Заряд
Исх.	10X	(Ca _{0,11} Mg _{0,05} Na _{0,08})[(Al _{1,47} Mg _{0,32} Fe ³⁺ _{0,17} Fe ²⁺ _{0,04}) ^{VI} (Si _{3,96} Al _{0,04}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,40
	T	(Ca _{0,09} Mg _{0,03} Na _{0,20})[(Al _{1,35} Mg _{0,33} Fe ³⁺ _{0,30} Fe ²⁺ _{0,02}) ^{VI} (Si _{3,92} Al _{0,08}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,44
№ 1	10-й Хутор		
	1,1	(Ca _{0,10} Mg _{0,04} Na _{0,07})[(Al _{1,56} Mg _{0,27} Fe ³⁺ _{0,16} Fe ²⁺ _{0,02}) ^{VI} (Si _{3,91} Al _{0,09}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,35
	7,3	(Ca _{0,14} Mg _{0,03} Na _{0,03})[(Al _{1,58} Mg _{0,24} Fe ³⁺ _{0,14} Fe ²⁺ _{0,04}) ^{VI} (Si _{3,91} Al _{0,09}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,37
	11,2	(Ca _{0,10} Mg _{0,08} Na _{0,01})[(Al _{1,57} Mg _{0,22} Fe ³⁺ _{0,15} Fe ²⁺ _{0,04}) ^{VI} (Si _{3,95} Al _{0,05}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,37
	Таганское		
	1,1	(Ca _{0,10} Mg _{0,04} Na _{0,02})[(Al _{1,48} Mg _{0,25} Fe ³⁺ _{0,27}) ^{VI} (Si _{3,95} Al _{0,05}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,30
	7,3	(Ca _{0,08} Mg _{0,06} Na _{0,04})[(Al _{1,44} Mg _{0,28} Fe ³⁺ _{0,28}) ^{VI} (Si _{3,96} Al _{0,04}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,32
	11,2	(Ca _{0,09} Mg _{0,05} Na _{0,06})[(Al _{1,43} Mg _{0,29} Fe ³⁺ _{0,28}) ^{VI} (Si _{3,95} Al _{0,05}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,34
№ 2	10-й Хутор		
	3 месяца	(Ca _{0,10} Mg _{0,08} Na _{0,02})[(Al _{1,55} Mg _{0,25} Fe ³⁺ _{0,16} Fe ²⁺ _{0,02}) ^{VI} (Si _{3,95} Al _{0,05}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,38
№ 3	10-й Хутор		
	6 месяцев	(Ca _{0,10} Mg _{0,09} Na _{0,02})[(Al _{1,41} Mg _{0,25} Fe ³⁺ _{0,26} Fe ²⁺ _{0,06}) ^{VI} (Si _{3,95} Al _{0,06}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,43
	Таганское		
	6 месяцев	(Ca _{0,12} Mg _{0,09} Na _{0,03})[(Al _{1,20} Mg _{0,36} Fe ³⁺ _{0,44}) ^{VI} (Si _{3,91} Al _{0,09}) ^{IV} O ₁₀ (OH) ₂]	-0,45

сторождения 10-й Хутор проявляет существенно большую устойчивость к воздействию модельных растворов во всем диапазоне pH. Расчет кристаллохимических формул смектитов (табл. 5) позволяет проследить структурные изменения на численном уровне.

В результате частичной деструкции 2:1 слоя смектитов и частичного выщелачивания катионов из состава октаэдрических сеток наблюдается за-

кономерное уменьшение заряда слоя. При этом в кислых условиях в первую очередь разрушается октаэдрическая сетка и можно проследить уменьшение содержания октаэдрических катионов, в то время как в щелочных условиях растворяется тетраэдрическая сетка и наблюдается уменьшение содержания октаэдрических катионов Mg и Fe. Стоит отметить, что кристаллохимические формулы для модифицированных смектитов, видимо, носят сравнительный

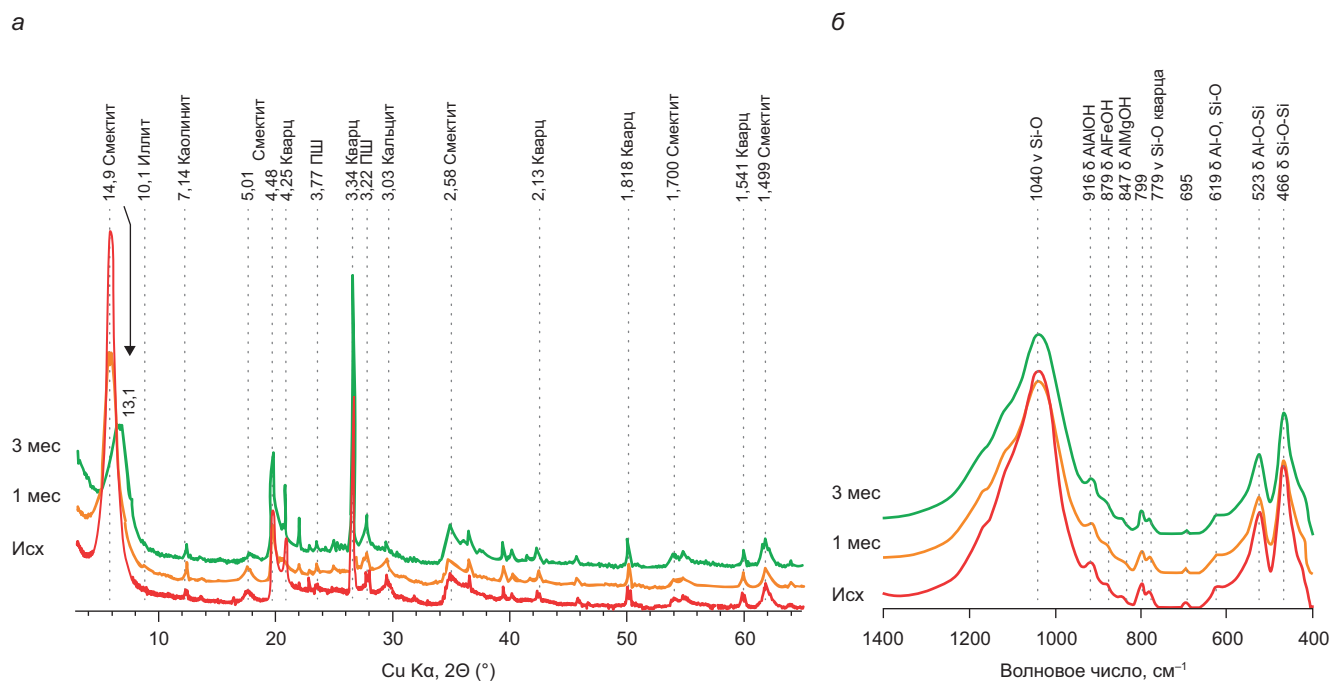


Рис. 4. Изменение состава бентонита при взаимодействии с выщелатом бетона: а — фрагменты рентгеновских дифракционных картин, б — фрагменты области ИК-спектров [Morozov, et al., 2022]

характер, так как точно их рассчитать достаточно затруднительно из-за нарушений в составе слоя.

Взаимодействие бентонитов с выщелатом бетонов. В результате проведения экспериментов по воздействию выщелатов бетона на бентонит месторождения 10-й Хутор было выявлено несколько основных закономерностей, которые включали в себя изменения в составе обменных катионов и в составе 2:1 слоя смектитов, изменения пористой структуры бентонитов.

Замещения двухвалентных обменных катионов (Ca, Mg) на одновалентные (Na) прослеживается по смещению положения базального отражения 001 на рентгеновских дифракционных картинах (рис. 4, а) и объясняется составом модельных растворов (табл. 4). Отмечается относительный рост содержания смектита после эксперимента, что может быть связано с частичным или полным растворением таких фаз как кварц, КПШ и сидерит, что также коррелирует с уменьшением содержания SiO₂ по результатам анализа химического состава (табл. 3). Стабильность сохранения структуры смектита прослеживается по отсутствию значимых изменений в рентгеновских дифракционных картинах, включая область 060 рефлексов.

Анализ изменения полос поглощения по данным ИК-спектроскопии (рис. 4, б) показывает, что характерные для диоктаэдрических смектитов связи ближнего порядка не претерпели изменений.

Изменения в составе октаэдрических сеток проявляются слабо и вряд ли могут оказать сильное влияние на изменение адсорбционных и поверхностных свойств бентонитов месторождения 10-й Хутор в прогнозируемых условиях эксперимента.

Исследование методом мессбаурэвской спектроскопии позволяет проследить окисление Fe(II) до Fe(III). Отношение Fe(II)/Fe(III) с 0,19 для исходного образца уменьшилось до 0,10 для образца с выдержкой 3 месяца. Потеря массы бентонита после эксперимента снижается по данным термогравиметрического анализа (рис. 5, а). Для природного образца она составила 15,6%, для 1 месяца эксперимента — 14,2% и для 3 месяцев — 13,6%. Подобные изменения могут быть объяснены как растворением карбонатов, так и изменением состава обменных катионов.

Для оценки функциональных характеристик бентонита как ИББ после эксперимента был проведен анализ пористости и удельной поверхности образца. Было обнаружено, что длительное взаимодействие бентонита с выщелатом бетона приводит к увеличению удельной поверхности почти в 1,2 раза (табл. 4), при этом объем пор практически не изменяется, но значительно уменьшается средний размер пор, как наблюдалось выше при воздействии нейтральных и щелочных модельных растворов.

При анализе распределения пор по размеру (рис. 5, б) можно отметить смещение в сторону уменьшения пор, а также уменьшение количества макропор (> 50 нм), приводящее к уменьшению среднего размера пор с 6 до 4 нм. Это, в совокупности с данными термогравиметрического анализа говорит о частичной деструкции смектита в результате воздействия высокощелочного раствора.

На основе полученных данных была рассчитана кристаллохимическая формула смектита после эксперимента длительностью 3 месяца (табл. 5).

Взаимодействие бентонитов со сталью Ст3. По данным рентгенодифракционного анализа, в об-

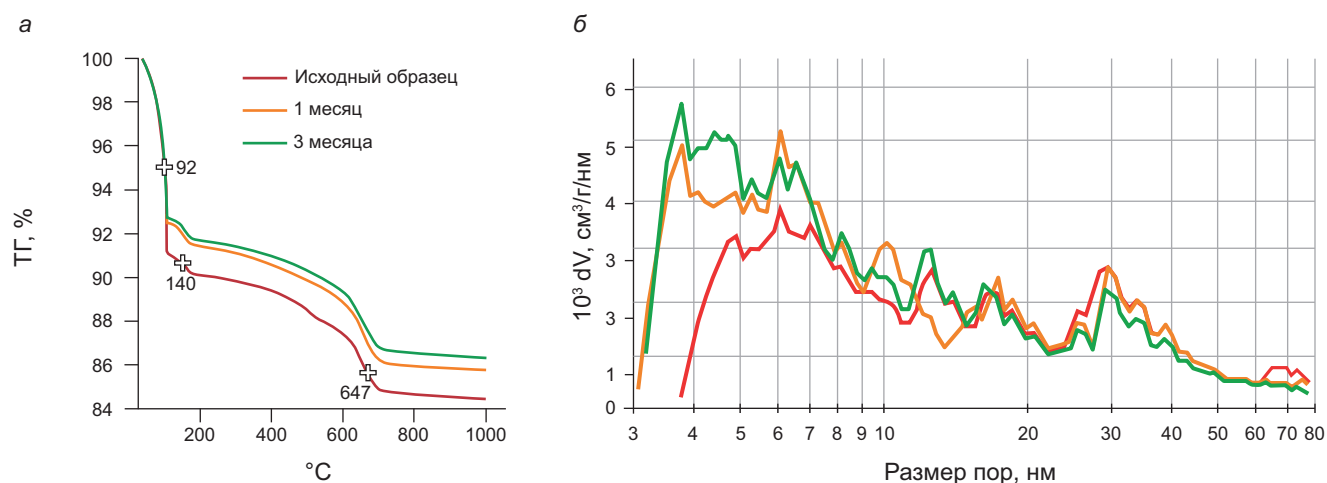


Рис. 5. Данные термогравиметрического анализа (а) и распределение пор (б) в бентоните (10X) до и после взаимодействия с выщелатом бетона

разцах бентонита 10X не наблюдалось значимых изменений в содержании минералов, в то время как в бентоните Т было зафиксировано уменьшение содержания смектита (рис. 6, а). За 6 месяцев эксперимента содержание смектита в образце уменьшилось на 8,9 масс. % (табл. 3). Значительное уменьшение смектита подтверждается уменьшением содержания Al, при этом существенных изменений в составе 2:1 слоя в обоих бентонитах не отмечается (рис. 6, а). Для бентонита 10X значение $d_{(060)} = 1,498 \text{ \AA}$, характерное для диоктаэдрического смектита, сохраняется таковым при различных обработках. Для бентонита Т это значение составило $1,500 \text{ \AA}$ и также не меняется. Таким образом, можно исключить образование новых глинистых фаз и трансформационные преобразование смектитов в условиях проведенного эксперимента.

По данным ИК-спектроскопии (рис. 6, б) в образцах бентонита 10X наблюдается изменение интенсивностей полос колебаний 881 и 845 см^{-1} , что свидетельствует об изменении в заселенности октаэдрических позиций в смектите [Madejová, et al., 2017]. На ИК спектре образцов бентонита Т наблюдается значительное снижение интенсивности полос $1039, 922, 878, 521$ и 469 см^{-1} , что говорит о снижении содержания смектита. В то же время на спектре проявилась интенсивная полоса 1084 см^{-1} , которая свидетельствует о появлении аморфного кремнезема за счет частичной деструкции 2:1 слоя смектита.

По результатам мессбауэровской спектроскопии (табл. 4) можно проследить, что в бентоните 10X с изначально более высоким содержанием Fe(III) происходит частичное восстановление до Fe(II), в то время как в бентоните Т наблюдается обратный процесс и все катионы Fe(II) окисляются. Для бентонита Т делать такие выводы преждевременно, так как содержания Fe(II) находятся на грани чувствительности метода. Схожие тенденции поведения структурного железа описаны выше в экспериментах по взаимодействию с модельной водой, а также в работе [Koroleva, et al., 2024] в ходе проведения

последовательных обработок по очистке бентонитов от примесей разного состава.

Столь разное поведение структурного железа в двух смектитах довольно близкого строения может быть объяснено различной его локализацией в цис-и транс-вакантных октаэдрах. В строении октаэдрических сеток смектита из бентонита 10X преобладают цис-вакантные позиции, температура дегидроксиляции составляет 667°C , в то время как в структуре смектитов из бентонитов Т преобладают транс-вакантные позиции и температура дегидроксиляции составляет 477°C [Koroleva, et al., 2024]. На основе этих наблюдений можно сделать предположение, что на окисление или восстановление Fe в октаэдрической сетке смектита влияет расположение ОН-групп, однако это требует дальнейших исследований на более статистически значимом количестве образцов.

На основе имеющихся данных были рассчитаны кристаллохимические формулы смектитов исследуемых месторождений в ходе реализации экспериментов со сталью Ст3 в течение 6 месяцев (табл. 5). Результаты расчета формул показывают, что при взаимодействии со сталью заряд 2:1 слоя увеличивается несмотря на увеличение содержания структурного Fe. Это связано с частичным выщелачиванием Al, в гораздо большей степени заметное для смектита Т.

Закключение. Исследования по контактными взаимодействиям в системе инженерных барьеров безопасности начаты в Российской Федерации с учетом разрабатываемой концепции захоронения РАО в массиве кристаллических пород на участке «Енисейский» (Красноярский край). Рассмотренные контактные взаимодействия бентонит-бетон, бентонит-сталь, а также эксперименты с модельными растворами с разным pH позволили выявить первые ступени эволюции бентонитового буфера в модельных условиях геологического захоронения на участке недр «Енисейский» в случаях развития консервативного сценария событий.

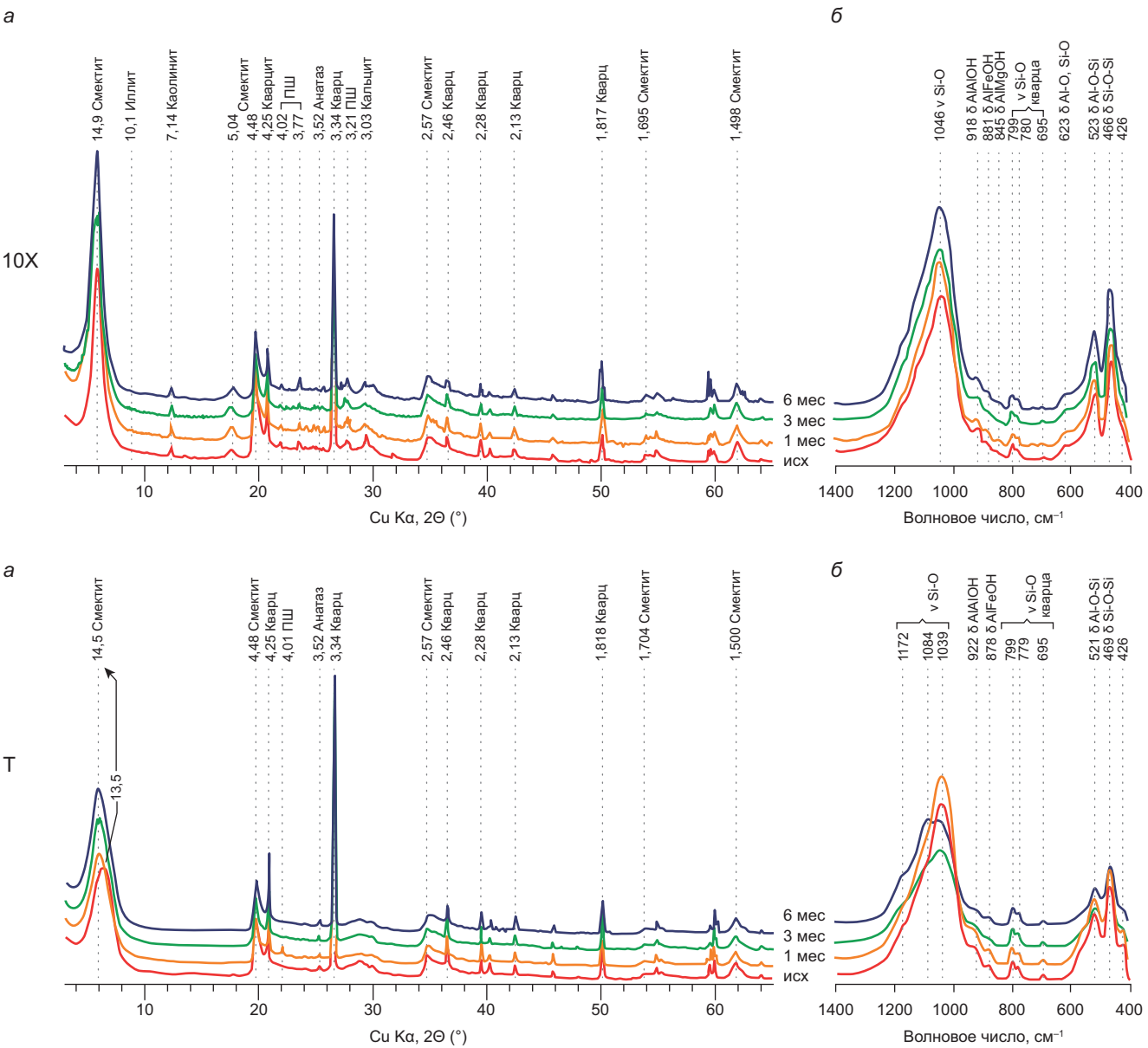


Рис. 6. Изменение характеристик бентонитов 10-й Хутор (10X) и Таганское (Т) при взаимодействии со сталью Ст3 в модельных условиях: а — фрагменты рентгеновских дифракционных картин, б — фрагменты области ИК-спектров

По результатам проведенных экспериментов с модельным раствором поровых вод разного рН при температуре 90 °С смектиты показывают высокую стабильность вплоть до 6 месяцев, что является важным аргументом при использовании их в качестве компонентов инженерных барьеров безопасности при захоронении радиоактивных отходов.

Воздействие выщелата бетона при температуре 90 °С приводит к частичному окислению железа в октаэдрической сетке смектита и, как следствие, к изменению заряда 2:1 слоя. Изменение пористости и удельной поверхности свидетельствует о частичной деструкции смектита с одновременным переосаждением продуктов выщелачивания бетона в виде новых аморфных фаз.

В экспериментах по взаимодействию бентонитов с образцами стали Ст3 наблюдается вхождение железа в октаэдрическую сетку смектитов с увеличением

заряда слоя, что должно положительно сказываться на сорбционных характеристиках.

В смектите бентонита месторождения 10-й Хутор в экспериментах с модельными растворами, а также в эксперименте со сталью Ст3 наблюдается восстановление Fe в октаэдрической сетке, в то время в эксперименте с выщелатом бетона происходит его окисление.

Во всех экспериментах с бентонитом месторождения Таганское отмечено окисление железа в октаэдрической сетке, что связано с особенностями локализации ОН-групп в структуре.

На основании отмеченной более высокой стабильности сохранения состава, строения и свойств в условиях проведенных экспериментов бентониты месторождения 10-й Хутор являются наиболее предпочтительными для размещения в буферном слое геологического захоронения.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.И. Якушеву, А.А. Нестеренко (ИГЕМ РАН), С.А. Гараниной (МГУ), Т.С. Зайцевой (ИГГД РАН) за помощь в проведении исследований и рецензентам, замечания которых позволили значимо улучшить работу. Также авторы выражают благодарность руководству компаний ООО «Компания Бентонит» и ООО «Бентонит Хакасии» за предоставленные образцы бентонитовых глин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адрышев А.К., Струнникова Н.А., Даумова Г.К., Сапаргалиев Е.М. Перспективы использования природных алюмосиликатов Восточного Казахстана // Горный журнал. 2003. № 6. С. 86–88.

Белоусов П.Е., Крупская В.В. Бентонитовые глины России и стран ближнего зарубежья // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 3. С. 79–90.

Белоусов П.Е., Крупская В.В., Закусин С.В., Жигарев В.В. Бентонитовые глины месторождения 10-й Хутор (Республика Хакасия): особенности генезиса, состава и адсорбционных свойств // Вестник РУДН. Серия: Инженерные исследования. 2017. Т. 18, № 1. С. 135–143.

Богатов С.А., Дробышевский Н.И., Крупская В.В. и др. Предварительные оценки параметров инженерных барьеров в концепции ПГЗРО с горизонтальным размещением упаковок РАО в контейнерах с медным покрытием // Радиоактивные отходы. 2023. № 3 (24). С. 77–91.

Брилинг И.А., Злочевская Р.И., Волков Ф.Е. и др. Оценка распространения щелочных растворов в глинистых породах // Инженерная геология. 1987. № 2. С. 37–46.

Вознесенский Е.А., Карпенко Ф.С., Крупская В.В., Закусин С.В. Ключевые геотехнические характеристики глинистых материалов для инженерных барьеров безопасности ПГЗРО на участке «Енисейский» // Радиоактивные отходы. 2024. № 3 (28). С. 43–58.

Дорофеев А.Н., Большов Л.А., Линге И.И. и др. Стратегический мастер-план исследований в обоснование безопасности сооружения, эксплуатации и закрытия пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов // Радиоактивные отходы. 2017. Т. 1. С. 33–41.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые Минералы: Сметиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Закусин С.В., Крупская В.В., Доржиева О.В. и др. Модификация адсорбционных свойств монтмориллонита при термохимическом воздействии // Сорбционные и хроматографические процессы. 2015. Т. 15, № 6. С. 874–883.

Злочевская Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах. М.: МГУ, 1969. С. 174.

Злочевская Р.И., Волков Ф.Е., Макеева Т.Г. и др. Взаимодействие глинистых и лессовых пород с концентрированными щелочными растворами // Инженерная геология. 1990. № 2. С. 33–51.

Ильина О.А., Крупская В.В., Винокуров С.Е., Калмыков С.Н. Современное состояние в разработках и использовании глинистых материалов в качестве инженерных барьеров безопасности на объектах консервации и захоронения РАО в России // Радиоактивные отходы. 2019. Т. 9, № 4. С. 71–84.

Крупская В.В., Бирюков Д.В., Белоусов П.Е. и др. Применение природных глинистых материалов для повышения уровня ядерной и радиационной безопасности объектов

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00252. Экспериментальные исследования по изучению изменений минерального состава выполнены с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития МГУ (рентгеновский дифрактометр Ultima-IV, Rigaku).

ядерного наследия // Радиоактивные отходы. 2018. Т. 2, № 3. С. 30–43.

Крупская В. В., Закусин С.В., Лехов В.А. и др. Изоляционные свойства бентонитовых барьерных систем для захоронения радиоактивных отходов в Нижнеканском массиве // Радиоактивные отходы. 2020. Т. 1, № 10. С. 35–55.

Крупская В. В., Тюпина Е.А., Закусин С.В. и др. Обоснование выбора глинистых материалов для разработки инженерных барьеров безопасности при изоляции РАО в ПГЗРО на участке недр «Енисейский» // Радиоактивные отходы. 2023. Т. 23, № 2. С. 98–112.

Кулешова М.Л., Данченко Н.Н., Косоруков В.Л. и др. Исследование сорбции-десорбции стронция и цезия на бентонитах разного состава // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 59–66.

Кулешова М.Л., Шимко Т.Г., Данченко Н.Н. и др. Природные глинистые грунты как материалы для создания инженерных барьеров безопасности при захоронении радиоактивных отходов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 4. С. 143–152.

Лаверов Н.П., Дмитриев С.А., Величкин В.И., Омельяненко Б.И. Условия безопасной изоляции жидких отходов низкого и среднего уровней радиоактивности // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2009. № 3. С. 195–213.

Мишанькин А.Ю., Чубреев Д.О., Павлюк А.О., Язиков Е.Г. Оценка радиационной стойкости барьерных глинистых материалов // Вестник Забайкальского государственного университета. 2023. Т. 29, № 3. С. 26–34.

Методика № 1002/03-RA.RU.311703-2022 «Методика измерения емкости катионного обмена по адсорбции комплекса меди (II) — Cu-TRIEN».

Павлов Д.И., Ильина О.А. О системном подходе к выбору барьеров безопасности для захоронения РАО классов 3 и 4 // Радиоактивные отходы. 2020. № 3 (12). С. 54–65.

Павлов Д.И., Неуважаев Г.Д., Дёмин А.В. и др. К вопросу выбора способа захоронения низко- и среднеактивных РАО // Радиоактивные отходы. 2024. № 1 (26). С. 69–83.

Павлов Д.И., Сорокин В.Т., Баринов А.С. и др. Научно-технические и проектные основы создания конструкций приповерхностных пунктов захоронения низко- и среднеактивных отходов // Радиоактивные отходы. 2021. № 4 (17). С. 65–77.

Прядко А.В., Закусин С.В., Тюпина Е.А. Влияние кислотного и щелочного воздействия на структуру, сорбционные и поверхностные свойства бентонитов // Успехи в химии и химической технологии. 2020. Т. 34, № 9. С. 17–19.

Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М., Доронин В.П., Горденко В.И. Бентонитовые глины и их многопрофильное использование // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева. 1999. № 2. С. 47–55.

Сапаргалиев Е.М., Кравченко М.М. Особенности генезиса Таганского месторождения бентонитов в Зайсанской впадине // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2007. № 3. С. 40–46.

Семенкова А.С., Ильина О.А., Крупская В.В. и др. Сорбция радионуклидов на глинистых минералах-компонентах инженерных барьеров безопасности // Вестн. Моск. ун-та. Серия 2. Химия. 2021. Т. 62, № 5. С. 425–434.

Семенкова А.С., Полякова Т.Р., Короб Д.К. и др. Сорбция Cs(I) и Np(V) на глинах Острожанского месторождения (Беларусь) // Радиохимия. 2019. Т. 61, № 5. С. 433–438.

Сергеев В.И., Степанова Н.Ю., Свиточ Н.А. и др. Возможные пути решения проблемы защиты водных ресурсов при складировании и захоронении радиоактивных и иных токсичных отходов промышленности // Инженерная геология. 2009. Т. 3. С. 30–35.

Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975. 352 с.

Тучкова А.И., Тюпина Е.А., Рахимов М.Г. Влияние щелочной активации глинистых минералов на их сорбционную способность к извлечению Cs-137 из отработавшего масла // Успехи в химии и химической технологии. 2012. Т. 26, № 6. С. 92–95.

Bauer A., Schild D., Lanson B., et al. The fate of smectite in KOH solutions // Am. Mineral. 2006. Vol. 91, № 8–9. P. 1313–1322.

Belousov P., Chupalnikov N., Christidis G., et al. Carboniferous bentonites from 10Th Khutor deposit (Russia): Composition, properties and features of genesis // Appl. Clay Sci. 2021. Vol. 215, № March. P. 106308.

Claret F., Bauer A., Schäfer T., et al. Experimental investigation of the interaction of clays with high-pH solutions: A case study from the Callovo-Oxfordian formation, Meuse-Haute Marne underground laboratory (France) // Clays Clay Miner. 2002. Vol. 50, № 5. P. 633–646.

Cuevas J., Fernández R., Sánchez L., et al. Reactive diffusion front driven by an alkaline plume in compacted Mg — homoionic bentonite. // Clays in natural & engineered barriers for radioactive waste confinement. Madrid 2007. P. 509–510.

Cuevas J., Ruiz A. I., Ortega A., et al. Concrete ageing, concrete/bentonite and concrete/rock interaction analysis. Wetting: Report NAGRA NAB 16-018, 2017. P. 258.

Cuisinier O., Masrouri F., Pelletier M., et al. Microstructure of a compacted soil submitted to an alkaline PLUME // Appl. Clay Sci. 2008. Vol. 40, № 1–4. P. 159–170.

Doebelin N., Kleeberg R. Profex: A graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN // J. Appl. Crystallogr. 2015. Vol. 48. P. 1573–1580.

Dohrmann R., Olsson S., Kaufhold S., Sellin P. Mineralogical investigations of the first package of the alternative buffer material test — II. Exchangeable cation population rearrangement // Clay Miner. 2013. Vol. 48, № 2. P. 215–233.

Emmerich K. Full Characterization of Smectites.: Elsevier Ltd., 2013. Vol. 2. P. 381–404.

Fernández R., Rodríguez M., Vigil de la Villa R., Cuevas J. Geochemical constraints on the stability of zeolites and C-S-H in the high pH reaction of bentonite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. Vol. 74, № 3. P. 890–906.

Fernández R., Ruiz A. I., Cuevas J. The role of smectite composition on the hyperalkaline alteration of bentonite // Appl. Clay Sci. 2014. Vol. 95. P. 83–94.

Fernández, A., Kaufhold S., Sánchez-Ledesma D., et al. Evolution of the THC conditions in the FEBEX in situ test after

18 years of experiment: Smectite crystallochemical modifications after interactions of the bentonite with a C-steel heater at 100 °C // Appl. Geochemistry. 2018. Vol. 98. P. 152–171.

Fernández A., Marco J., Nieto P., et al. Characterization of Bentonites from the In Situ ABM5 Heater Experiment at Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden // Minerals. 2022. Vol. 12, № 4. P. 471.

García Calvo J.L., Hidalgo A.I., Alonso C., Fernández Lucio L. Development of low-pH cementitious materials for HLRW repositories: Resistance against ground waters aggression // Cem. Concr. Res. 2010. Vol. 40, № 8. P. 1290–1297.

Gu B.X., Wang L.M., Minc L.D., Ewing R.C. Temperature effects on the radiation stability and ion exchange capacity of smectites // Journal of Nuclear Materials. 2001. № 297. C. 345–354.

Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., et al. Summary of recommendations of nomenclature committees relevant to clay mineralogy: Report of the Association Internationale pour l'Etude des Argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2006 // Clays Clay Miner. 2006. Vol. 54, № 6. P. 761–772.

Karnland O., Olsson S., Nilsson U., Sellin P. Experimentally determined swelling pressures and geochemical interactions of compacted Wyoming bentonite with highly alkaline solutions // Phys. Chem. Earth. 2007. Vol. 32, № 1–7. P. 275–286.

Kaufhold S., Dohrmann R. Stability of bentonites in salt solutions I sodium chloride // Appl. Clay Sci. 2009. Vol. 45, № 3. P. 171–177.

Kaufhold S., Dohrmann R. Stability of bentonites in salt solutions. II. Potassium chloride solution — Initial step of illitization? // Appl. Clay Sci. 2010. Vol. 49, № 3. P. 98–107.

Kaufhold S., Dohrmann R. Stability of bentonites in salt solutions III — Calcium hydroxide // Appl. Clay Sci. 2011. Vol. 51, № 3. P. 300–307.

Kaufhold S., Dohrmann R., Götze N., Svensson D. Characterization of the second parcel of the alternative buffer material (ABM) experiment — I mineralogical reactions // Clays Clay Miner. 2017. Vol. 65, № 1. P. 27–41.

Kaufhold S., Dohrmann R., Sandén T., et al. Mineralogical investigations of the first package of the alternative buffer material test — I. Alteration of bentonites // Clay Miner. 2013. Vol. 48, № 2. P. 199–213.

Kaufhold S., Dohrmann R., Stucki J.W., Anastácio A.S. Layer Charge Density of Smectites — Closing the Gap Between the Structural Formula Method and the Alkyl Ammonium Method // Clays Clay Miner. 2011. Vol. 59, № 2. P. 200–211.

Kaufhold S., Dohrmann R., Ufer K., et al. Mineralogical analysis of bentonite from the abm5 heater experiment at Äspö hard rock laboratory, Sweden // Minerals. 2021. Vol. 11, № 7. P. 1–18.

Kaufhold S., Dohrmann R., Ufer K., Kober F. Interactions of bentonite with metal and concrete from the FEBEX experiment: mineralogical and geochemical investigations of selected sampling sites // Clay Miner. 2018. Vol. 53, № 4. P. 745–763.

Kaufhold S., Dohrmann R., Wallis I., Weber C. Chemical and mineralogical reactions of bentonites in geotechnical barriers at elevated temperatures — review of experimental evidence and modelling progress // Clay Miner. 2023. P. 1–43.

Koroleva T., Krupskaya V., Tyupina E., et al. Impacts of Impurity Removal Chemical Pretreatment Procedures on the Composition and Adsorption Properties of Bentonites // Minerals. 2024. Vol. 14, № 8. P. 1–14.

Krupskaya V., Novikova L., Tyupina E., et al. The influence of acid modification on the structure of montmorillonites and surface properties of bentonites // Appl. Clay Sci. 2019. Vol. 172. P. 1–10.

Krupskaya V.V., Zakusin S.V., Tyupina E.A., et al. Experimental Study of Montmorillonite Structure and Transformation of Its Properties under Treatment with Inorganic Acid Solutions // *Minerals*. 2017. Vol. 7, № 4. P. 49.

Krupskaya V., Zakusin S., Zakusina O., et al. On the Question of Finding Relationship Between Structural Features of Smectites and Adsorption and Surface Properties of Bentonites // *Minerals*. 2025. T. 15, № 1.

Madějová J., Gates W.P., Petit S. IR Spectra of Clay Minerals. Cambridge, 2017. P. 107–149.

Morozov I., Zakusin S., Kozlov P., et al. Bentonite–Concrete Interactions in Engineered Barrier Systems during the Isolation of Radioactive Waste Based on the Results of Short-Term Laboratory Experiments // *Appl. Sci.* 2022. Vol. 12, № 6. P. 3074.

Pusch R., Kärnland O., Lajudie A., Decarreau A. MX 80 clay exposed to high temperatures and gamma radiation. Sweden: Svensk Kärnbränslehantering AB, 1992.

Savage D., Bateman K., Hill P., et al. Rate and mechanism of the reaction of silicates with cement pore fluids // *Appl. Clay Sci.* 1992. Vol. 7, № 1–3. P. 33–45.

Savage D., Benbow S., Watson C., et al. Natural systems evidence for the alteration of clay under alkaline conditions: An example from Searles Lake, California // *Appl. Clay Sci.* 2010. Vol. 47, № 1–2. P. 72–81.

Savage D., Walker C., Arthur R., et al. Alteration of bentonite by hyperalkaline fluids: A review of the role of secondary minerals // *Phys. Chem. Earth*. 2007. Vol. 32, № 1–7. P. 287–297.

Savage D., Noy D., Mihara M. Modelling the interaction of bentonite with hyperalkaline fluids // *Appl. Geochemistry*. 2002. Vol. 17, № 3. P. 207–223.

Semenkova A., Belousov P., Rzhavskaia A., et al. U(VI) sorption onto natural sorbents // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2020. T. 326, № 1. P. 293–301.

Semenkova A.S., Evsiunina M.V., Verma P.K., et al. Cs+ sorption onto Kutch clays: Influence of competing ions // *Applied Clay Science*. 2018. T. 166. P. 88–93.

Svensson D. Saponite formation in the ABM2 ironbentonite field experiment at Äspö hard rock laboratory, Sweden. Clays in Natural and Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement, Sixth International Meeting, Program & Abstracts. Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs, Paris, France. 2015. P. 168–169.

Svensson D., Dueck A., Nilsson U., et al. Alternative buffer material Status of the ongoing laboratory investigation of reference materials and test package 1. Stockholm: SKB TR-11-06, 2011. 146 p.

Timofeeva M.N., Panchenko V.N., Gil A., et al. Effect of structure and acidity of acid modified clay materials on synthesis of octahydro-2H-chromen-4-ol from vanillin and isopulegol // *Catalysis Communications*. 2015. T. 69. P. 234–238.

Verma P.K., Semenkova A.S., Krupskaya V.V., et al. Eu(III) sorption onto various montmorillonites: Experiments and modeling. // *Appl. Clay Sci.* 2019. T. 175. P. 22–29.

Wersin P., Jenni A., Mäder U.K. Interaction of corroding iron with bentonite in the ABM1 experiment at ÄSPÖ, Sweden: A microscopic approach // *Clays Clay Miner.* 2015. Vol. 63, № 1. P. 51–68.

Статья поступила в редакцию 21.11.2024,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 502/504:624.131 (476)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-84-93

ОСОБЕННОСТИ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕЛИТЕБНЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ

Владимир Александрович Королев¹✉, Александр Николаевич Галкин²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; va-korolev@bk.ru✉

² Витебский государственный университет имени П.М. Машерова, Витебск, Беларусь; galkin-alexandr@yandex.ru

Аннотация. Впервые выявлены и проанализированы структура и характерные особенности эколого-геологических систем селитебных комплексов Белоруссии. Главным абиотическим компонентом структуры данных эколого-геологической системы (ЭГС) является урболитотоп, который образует литогенную основу экосистемы. В его состав входят урбанизированный рельеф, техногенно измененные и искусственные массивы грунтов с парагенезом развитых в их пределах инженерно-геологических процессов, а также техногенно измененными геохимическими и геофизическими полями. Важнейшими абиотическими компонентами ЭГС селитебных комплексов также являются урбогидротоп, характеризуемый техногенно измененными гидрогеологическими условиями, урбоэдафотоп, состоящий из различных типов урбозёмов, урбоатмотоп, отражающий техногенное изменение и загрязнение атмосферного воздуха городов. К абиотическим компонентам ЭГС селитебных комплексов также относятся и различные городские инженерные сооружения: жилые и общественные здания, различные объекты коммунального хозяйства, городской общественный и личный автотранспорт, дорожные коммуникации и т.п. Основными источниками техногенного преобразования природных компонентов являются городские инженерные объекты различного назначения, связанные с жилой застройкой территорий. Показано, что все компоненты ЭГС селитебных комплексов как абиотические, так и биотические, взаимодействуют друг с другом и обладают комплексом специфических характеристик, обусловленных влиянием урбанизации и антропогенеза, что необходимо учитывать при их систематике, описании и анализе экологических функций литосферы. Выявленные закономерности и особенности ЭГС селитебных комплексов Белоруссии можно рассматривать как общие для аналогичных ЭГС и в России, которые необходимо учитывать при инженерно-экологических исследованиях и инженерно-экологических изысканиях.

Ключевые слова: эколого-геологическая система (ЭГС), антропогенная ЭГС селитебных комплексов, урболитотоп, урбоэдафотоп, урбомикробоценоз, урбофитоценоз, урбозооценоз, Республика Беларусь

Для цитирования: Королев В.А., Галкин А.Н. Особенности эколого-геологических систем селитебных комплексов Республики Беларусь // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 84–93.

FEATURES OF ECOLOGICAL AND GEOLOGICAL SYSTEMS OF RESIDENTIAL COMPLEXES OF BELARUS

Vladimir A. Korolev¹✉, Aleksandr N. Galkin²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; va-korolev@bk.ru✉

² Vitebsk State University named after P.M. Masherov, Vitebsk, Belarus; galkin-alexandr@yandex.ru

Abstract: The structure and characteristic features of ecological-geological systems of residential complexes of Belarus have been identified and analyzed for the first time. The main abiotic component of the structure of these ecological-geological system (EGS) is the urbolitotope, which forms the lithogenic basis of the ecosystem. It includes urbanized relief, technogenically modified and artificial soil massifs with paragenesis of engineering-geological processes developed within their boundaries, as well as technogenically modified geochemical and geophysical fields. The most important abiotic components of the EGS of residential complexes are also the urbohydrotape, characterized by technogenically modified hydrogeological conditions, the urboedaphotope, consisting of various types of urbozems, the urboatmotope, reflecting technogenic change and pollution of the atmospheric air of cities. Abiotic components of the EGS of residential complexes also include various urban engineering structures: residential and public buildings, various public utilities, urban public and private vehicles, road communications, etc. The main sources of technogenic transformation of natural components are urban engineering structures of various purposes associated with residential development of territories. It is shown that all components of the EGS of residential complexes, both abiotic and biotic, interact with each other and have a set of specific characteristics caused by the influence of urbanization and anthropogenesis, which must be taken into account in their taxonomy, description and analysis of ecological functions of the lithosphere. The revealed patterns and features of the EGS of residential complexes in Belarus can be considered as common for similar EGS in Russia, which must be taken into account in engineering and environmental studies and engineering and environmental surveys.

Keywords: ecological-geological system (EGS), anthropogenic EGS of residential complexes, urbolitotope, urboedaphotope, urbomicrobocenosis, urbophytocenosis, urbozoocenosis, Belarus

For citation: Korolev V.A., Galkin A.N. Features of residential ecological and geological systems of residential complexes in Belarus. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 84–93. (In Russ.).

Введение. На территории Белоруссии выделяется шесть классов антропогенных эколого-геологических систем (ЭГС)¹, среди которых широким распространением пользуются ЭГС селитебных² комплексов [Галкин, Королёв, 2023; Королёв, Галкин, 2023].

Эколого-геологическая система селитебных комплексов — это открытая динамичная система, состоящая из абиотического блока (техногенно-измененных литотопа, гидротоп, амотопа и эдафотоп, жилых зданий, сопутствующих инженерных сооружений и городской инфраструктуры) и биотического (городских микробоценоза, фитоценоза, зооценоза в пределах жилой застройки и городского населения), а также источников природных и техногенных воздействий, вызванных жилой застройкой, тесно связанных прямыми и обратными причинно-следственными связями, обуславливающими ее структурно-функциональное единство.

Структура ЭГС селитебных комплексов имеет свою специфику, которая отражена на схеме (рисунок), показывающей, что все компоненты данной ЭГС в условиях населенного пункта являются или техногенно преобразованными или антропогенными.

Поэтому ко всем таким компонентам целесообразно использовать приставку «урбо-» (*urbanus* — городской): урболитотоп, урбоэдафотоп и т.д. Границы ЭГС селитебных комплексов легко определяются по картам функционального зонирования городских территорий.

Региональные ЭГС селитебных комплексов в Белоруссии включают в себя целую сеть населенных пунктов, представленных по состоянию на 2024 г. 115 городами, 85 поселками городского типа и 22991 сельским поселением [Кучиц, 2025]. Густота сети населенных мест, которая влияет на уровень хозяйственного освоения территории, составляет в среднем 111 единиц на 1000 км² [Белковская и др., 2022]. Весьма неоднородно распределено по территории Белоруссии городское население: проживает оно преимущественно в малых городских поселениях с числом жителей до 20 тысяч. Таких поселений 94, из них 71 город и 23 поселка городского типа, однако проживает в них лишь 13,4 % всего городского населения республики [Малые..., 2025]. В крупных городах сосредоточено более 70 % городского населения. В Белоруссии насчитывается 13 городов

с населением свыше 100 тысяч человек, включая столицу Минск, в которой проживает около 29 % всего городского населения страны [Кучиц, 2025].

Несмотря на то, что ЭГС селитебных комплексов занимают значительные площади на территории республики, они остаются практически не изученными в эколого-геологическом отношении, об их компонентах и структуре имеются лишь разрозненные сведения. Поэтому, основываясь на ранее разработанной авторами систематике эколого-геологических систем территории Белоруссии [Галкин, Королёв, 2023; Королёв, Галкин, 2023], в настоящей статье приводится их общая характеристика, а также выявляются и характеризуются главные особенности их абиотических и биотических компонентов, что составляло цель и задачи настоящей работы.

Особенности структуры и компонентов ЭГС селитебных комплексов. Структура ЭГС селитебных комплексов (см. рисунок), отражает наличие в них как абиотических (урболитотоп, урбогидротоп, урбоатмотоп, технические сооружения), так и биотических (урбоэдафотоп, урбомикробоценоз, урбофитоценоз, урбозооценоз) компонентов, техногенно измененных или искусственных (антропогенных) за счет социума (населения) и создаваемых им технических сооружений. В отличие от других техногенных ЭГС, в селитебных ведущую роль играют технические подсистемы ЭГС: жилые массивы или группы жилых домов, общественные, административно-деловые, научно-образовательные, сервисные и торговые центры, бытовые, спортивные и транспортные комплексы и др. учреждения с соответствующей им инженерной инфраструктурой [Кодекс..., 2023]. Именно они являются основным фактором воздействия на биотические компоненты ЭГС и определяют облик таких ЭГС.

Можно выделить следующие **типы ЭГС селитебных комплексов**: 1) эколого-геологические системы комплексов жилой, 2) общественной и 3) производственной застройки, включая промышленные³, 4) коммунальные, складские и иные производственные объекты, а также связанные с их эксплуатацией объекты инженерной и транспортной инфраструктуры, объекты энергетики и др. застроек [СН 3.01.03-2020].

Первый тип ЭГС селитебных комплексов жилой застройки объединяет: жилые зоны (территории

¹ Эколого-геологическая система — открытая динамичная система, включающая три подсистемных блока (литосферный, абиотический, биотический) и источники природных и техногенных воздействий, тесно связанных прямыми и обратными причинно-следственными связями, обуславливающими ее структурно-функциональное единство [Трофимов, 2009].

² Селитебный — застраиваемый или отведенный под застройку [Селитебный, 1998]. Селитебная территория — это земельные участки, занятые в городских поселениях жилыми кварталами и лежащими между ними улицами и площадями; в сельских поселениях — жилыми домами (усадебными) с прилегающими к ним приусадебными участками и улицами. Селитебная территория также включает объекты внешнего благоустройства территории населенного пункта (коммунально-инженерные коммуникации, зеленые насаждения, площадки для отдыха, автомобильные стоянки и др.) и культурно-бытовые учреждения [Селитебная..., 2022].

³ В категорию селитебных промышленных объектов входят такие, которые не выделяют вредные вещества, не связаны с пожаро- и взрывоопасными производственными процессами, не создают шумового загрязнения и не требуют железнодорожной инфраструктуры. Их планировочная структура устроена так, что граница СЗЗ находится на максимальном приближении к границе территории предприятия или полностью совпадает с ней.

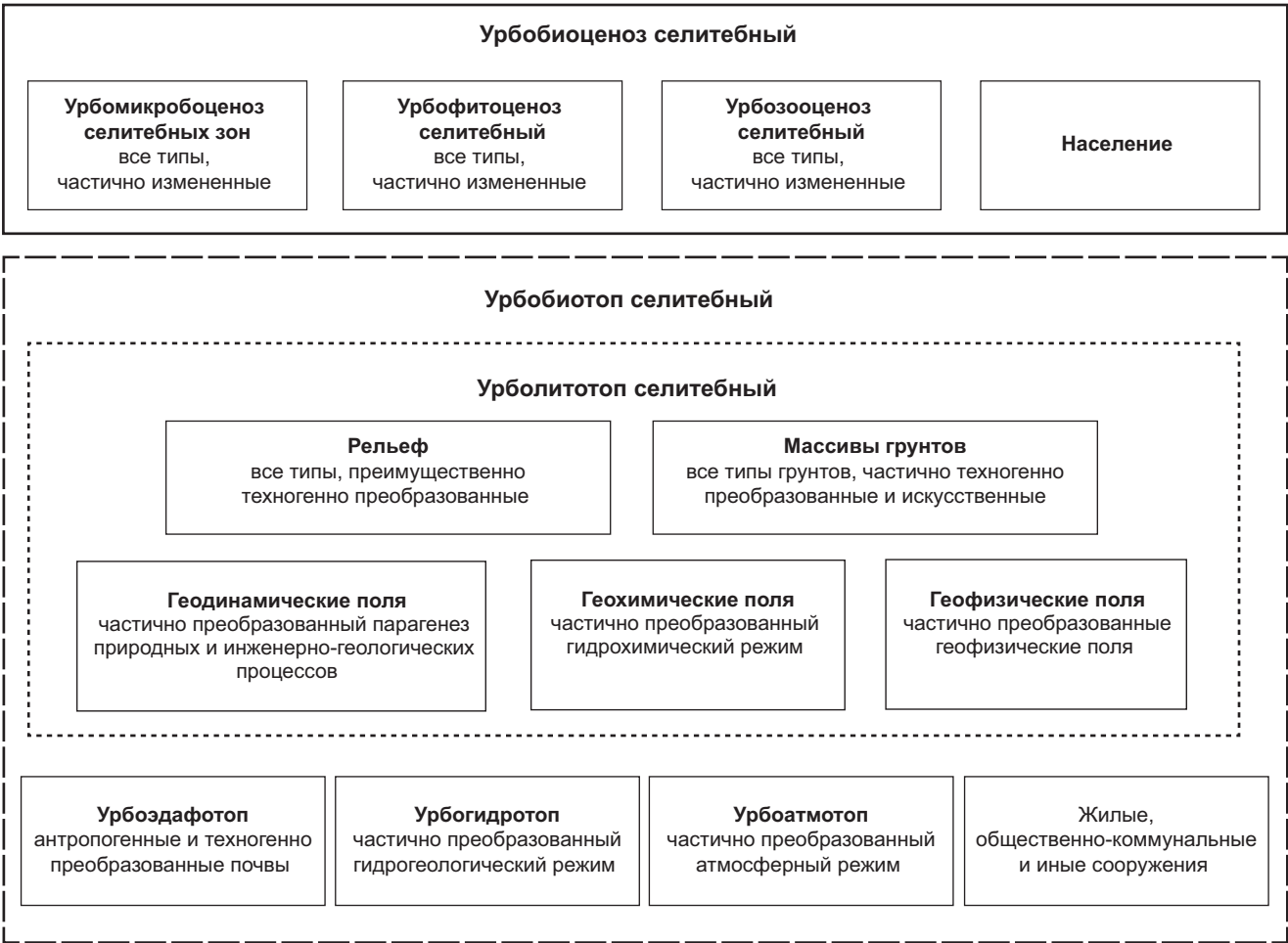


Рисунок. Структура эколого-геологической системы селитебных комплексов

с многоквартирными домами или с усадебной застройкой) и зоны смешанной застройки (участки с сочетанием различных функций). Жилые зоны ЭГС селитебных комплексов состоят из нескольких основных структурно-планировочных единиц: квартал, микрорайон или группа кварталов, жилой район или группа микрорайонов. Основным элементом застройки любого микрорайона является жилой дом, т. е. отдельное здание, в котором жилыми помещениями занято более половины площади. Жилые здания различают по нескольким квалификационным признакам [Молокович, 2021]: 1) по назначению; 2) по числу квартир; 3) по наличию приквартирных и приусадебных участков; 4) по этажности жилых домов: малоэтажные 1–3 этажа, средней этажности 4–5 этажей, многоэтажные 6–9 этажей, повышенной этажности 10–16 этажей, высотные выше 17 этажей); 5) по наличию встроенно-пристроенных нежилых помещений; 6) по наличию в составе жилищных единиц производственных помещений и построек, а также по другим признакам.

Второй тип — ЭГС селитебных комплексов общественной застройки объединяет территории объектов общественного назначения в зонах жилой и смешанной застройки и общественные центры населенных пунктов. Она выделяется в том случае, если общественные объекты (административные,

деловые, научные, учебные учреждения и предприятия обслуживания, общественно-деловые организации и др.) занимают не менее 50 % всего земельного участка (фонда) на территории структурно-планировочного элемента. Общественный центр — важная составляющая общественной ЭГС селитебных комплексов любого поселения. Он может быть многофункциональным, районным или специализированным. Крупные города часто имеют несколько общественных центров, а небольшие — один главный.

В пределах третьего типа — ЭГС селитебных комплексов производственной застройки, как правило, располагаются промышленные, коммунальные, складские и иные производственные объекты, а также связанные с их эксплуатацией объекты инженерной и транспортной инфраструктуры. Производственно-деловая застройка данных ЭГС включает экологически безопасные объекты: научно-исследовательские и опытно-конструкторские учреждения, научно-информационные центры и т. п., не связанные со значительным объемом транспортных перевозок и движением транспорта с крупногабаритными грузами.

Четвертый тип — ЭГС селитебных комплексов коммунально-складской застройки включает в себя склады общего назначения (продуктовые и непро-

дуктовые), специализированные хранилища (холодильники, овощехранилища и т.п.), предприятия транспортного и коммунального обслуживания населения, в том числе очистные сооружения и полигоны для хранения твердых коммунальных отходов, а также гаражи и охраняемые стоянки автомобилей, предприятия оптовой и мелкооптовой торговли, объекты энергетики. Указанные предприятия и объекты занимают не менее 60 % территории коммунально-складской застройки.

Особенности абиотических и биокосных компонентов ЭГС селитебных комплексов. Урболитотоп ЭГС селитебных комплексов представлен массивами природных грунтов различного состава и генезиса (осадочных глинистых, песчаных, песчано-глинистых, искусственных и др.) и техногенными грунтами [Галкин и др., 2020]. Среди глинистых грунтов, используемых в качестве оснований фундаментов различных зданий и сооружений, наибольшим распространением в городах Белоруссии пользуются *моренные супеси и суглинки*. На этих грунтах построен ряд крупных, иногда даже уникальных, объектов. К их числу относятся такие сооружения, как Национальная библиотека в Минске, Ледовые дворцы спорта в гг. Минск и Витебск и др. В качестве естественных оснований зданий и сооружений в ряде районов интенсивного строительства в городах и других населенных пунктах, расположенных в пределах Минской, Гродненской и Новогрудской возвышенностей, Оршанско-Могилевского плато, Мозырской гряды, частично используются *лессовидные супеси и суглинки*, а в некоторых городах Витебской области (Полоцк, Новополоцк, Дисна и др.) — *озерно-ледниковые ленточные глины*. Большой опыт накоплен по строительству на *водно-ледниковых и аллювиальных песках*. На этих отложениях во многих городах Белоруссии (Бресте, Бобруйске, Гомеле, Минске и др.) возведены различные гражданские здания и сооружения разной этажности на ленточных, свайных и других фундаментах. Неуклонно возрастают темпы накопления *техногенных грунтов*. В практике отечественного градостроительства они используются на протяжении уже более полувека. Техногенные грунты городского происхождения, не встречающиеся в природе, представлены отходами предприятий жилищно-коммунального хозяйства (иловые осадки со станций аэрации и т.д.) и твердыми бытовыми отходами городских свалок.

При освоении территорий, сложенных слабыми грунтами, часто возникают неблагоприятные инженерно-геологические условия. В таких случаях эффективным способом является использование уплотненных насыпных грунтов, которые покрывают слабые грунты и служат основным несущим слоем под фундаментами. Примерами проектирования и строительства фундаментов с их использованием могут служить ледовые дворцы в городах Барановичи, Орша и Молодечно. Отложения культурного слоя наиболее распространены в «старых» городах,

где их мощность достигает значительных величин (в Витебске на отдельных участках она достигает до 15 м, Минске — 4–7 м, Полоцке — 4–5 м). По уровню техногенного преобразования литотопа в целом эколого-геологические системы селитебных комплексов часто сопоставимы с ЭГС промышленных и горно-промышленных комплексов. Это выражается как в изменении строения, состава и свойств грунтов, рельефа и гидрогеологических условий, так и в проявлении и активизации различных инженерно-геологических процессов. Кроме того, во всех городах в различной степени фиксируется нарушение естественного *температурного режима* урболитотопа. Так, например, проводимые авторами с коллегами на территории Гомеля исследования, позволили установить в пределах города ряд устойчивых аномалий повышенных значений температуры грунтов на 2–5 °С выше фоновых [Красовская, Галкин, 2007].

В пределах ЭГС селитебных комплексов формируются **урбогидротопы** — подсистемы, характеризующиеся измененными гидрогеологическими условиями вследствие урбанизации: в эксплуатируемых водоносных горизонтах снижаются напоры, а уровень грунтовых вод, наоборот, повышается, что часто приводит к подтоплению зданий и сооружений. В большинстве случаев подтопление в условиях города носит локальный характер и довольно быстро ликвидируется. Анализ различных ситуаций в городах Белоруссии, связанных с процессами переувлажнения и подъема уровня грунтовых вод, позволил выделить категории состояния населенных пунктов республики, подверженных подтоплению. Так, к первой категории относятся населенные пункты, находящиеся в зоне локального воздействия и требующие проведения мероприятий профилактического характера, например, города Минск, Столбцы, Светлогорск, Бобруйск и др.; ко второй — населенные пункты, находящиеся в зоне вероятного площадного воздействия и требующие принятия конструктивных мер безопасности, такие как Гомель, Брест, Давид-Городок, Туров, Могилев, Быхов, Жлобин и др.; к третьей — населенные пункты, находящиеся в зоне активного площадного воздействия и требующие инженерной защиты, например, Витебск, Полоцк, Верхнедвинск, Солигорск, Пинск и другие города.

Техногенное обводнение массивов грунтов часто сопровождается изменением их состава и свойств. Согласно Е.С. Дзекцеру [1984], сцепление грунтов в этом случае может уменьшиться в 2–2,5 раза, угол внутреннего трения на 10–15 %, а модуль деформации — в 2–3,5 раза. Все это неизбежно приводит к различного рода деформациям зданий и сооружений. Подтопление территорий, вызванное фильтрацией и колебаниями уровня новообразованных водоносных горизонтов, создает благоприятные условия для суффозии, усиливает плоскостной срыв грунтов, способствует развитию оврагов и возникновению оползней. В отличие от естественных

грунтовых вод, режим которых стабилен и зависит от климата, подтопление связано с человеческой деятельностью и часто подчиняется циклам работы городских систем. Важной особенностью подтопления в городах является сопутствующее химическое и бактериальное загрязнение, повышение температуры и агрессивности подземных вод и грунтов в зоне аэрации.

Загрязнение грунтов и подземных вод в населенных пунктах страны является одной из острых экологических проблем. Исследованиями [Прогноз..., 2004] установлено, что наиболее высокие уровни загрязнения урбогидротопов формируются в пределах сельских населенных пунктов и в городских районах частной застройки. Наибольшей интенсивностью на этих участках отличается нитратное загрязнение. В водах колодцев и неглубоких скважин содержание нитратов часто возрастает до 300–600 мг/дм³, достигая в отдельных случаях 1200–2492 мг/дм³. Согласно А.В. Кудельскому и В.И. Пашкевичу [2014], подавляющая часть (более 82 %) колодцев, составляющих основу водоснабжения многих сельских населенных пунктов и небольших городов, не удовлетворяет санитарным нормам по химическим (нитраты, хлориды и др.) и микробиологическим показателям. Нельзя не отметить загрязнение подземных вод и в крупных городах, где в водах групповых водозаборов нередко в повышенных концентрациях содержатся хлориды, сульфаты, соединения азота и ряд других компонентов.

Значительное влияние на загрязнение подземных вод оказывают объекты коммунальных служб — свалки твердых коммунальных отходов (ТКО), очистные сооружения и т.д. По состоянию на 2023 г. на территории Белоруссии действует 160 объектов захоронения ТКО (155 полигонов и 5 миниполигонов), занимающие площадь более 900 га [Состояние..., 2024]. Химический состав грунтовых вод на участках их размещения глубоко трансформирован. Характерными компонентами загрязнения здесь являются NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ , K^+ , Na^+ . Концентрации нитратов достигают нередко 300–600 мг/дм³ и более (до 1000–1400 мг/дм³), содержание хлоридов возрастает до 2500 мг/дм³ и калия — до 800 мг/дм³. Так, например, в районе свалки ТКО и очистных сооружений Гомеля в грунтовых водах отмечено высокое содержание щелочных металлов (Na^+ — 1500 мг/дм³, K^+ — 800 мг/дм³), хлоридов (2750 мг/дм³), железа (23,5 мг/дм³), а также присутствие нефтепродуктов (до 0,71 мг/дм³), аммония и тяжелых металлов в концентрациях во много раз превышающих ПДК [Жогло и др., 2018]. На Слонимском полигоне ТКО в Гродненской области в 2019 г. в наблюдательных скважинах на грунтовые воды фиксировалось высокое содержание меди (0,026–0,030 мг/дм³) и цинка (4,91–6,68 мг/дм³) [Прогноз..., 2022].

Особенности урбоэдафотона. Почва ЭГС селитебных комплексов — это сложная система, подвергнутая урбанизации, выполняющая важ-

ные экологические функции городской среды. Как и обычные почвы, городские формируются под влиянием природных факторов, однако решающую роль здесь играет деятельность человека. Согласно [Герасимова и др., 2003], в настоящее время под городскими почвами понимают антропогенно-измененные почвы, имеющие созданный в результате человеческой деятельности поверхностный слой мощностью более 50 см, полученный перемешиванием, насыпанием, погребением или загрязнением материала урбаногенного происхождения, в том числе строительно-бытовым мусором.

Городские почвы характеризуются рядом общих особенностей, включая: формирование на насыпных, намывных или перемешанных грунтах или культурном слое; наличие строительного и бытового мусора в верхних слоях; нейтральную или щелочную реакцию даже в лесных зонах; загрязнение тяжелыми металлами и нефтепродуктами; специфические физико-механические и другие свойства (например, низкая влагоемкость, высокая плотность, уплотненность, каменистость), а также тенденцию к росту профиля вверх из-за постоянного добавления материалов и ветрового переноса [Почва..., 1997]. Они обладают характерным диагностическим горизонтом, так называемым «урбиком» — поверхностным органоинеральным насыпным, перемешанным горизонтом, с урбоантропогенными включениями (более 5 % строительно-бытового мусора, промышленных отходов), мощностью более 5 см. Наличие горизонта «урбик» является ключевым признаком, который отличает городские почвы от естественно-исторических.

В зависимости от характера дневной поверхности территории городов и других крупных поселений их урбоэдафотопы подразделяются на два основных типа: открытые (с частичным озеленением) и закрытые (застроенные и заасфальтированные). На открытых территориях выделяют четыре группы поверхностных почвенно-грунтовых образований: 1) естественные ненарушенные; 2) естественно-антропогенные поверхностно-преобразованные; 3) антропогенные глубоко преобразованные почвы, искусственно созданные почвоподобные образования — урботехноземы; а также 4) непочвенные образования — насыпные, намывные и другие техногенные грунты. На заасфальтированных территориях второго типа под асфальтобетоном или иным дорожным покрытием образуется особая группа тел — экранированные почвы и запечатанные грунты [Герасимова и др., 2003].

Естественные ненарушенные почвы в основном характерны лишь для ЭГС рекреационных комплексов.

Естественно-антропогенные поверхностно-преобразованные почвы (урбопочвы) сочетают горизонт «урбик» мощностью менее 50 см и ненарушенную среднюю и нижнюю части профиля. Такие почвы сохраняют типовое название с добавлением «урбо»

(урбодерново-подзолистая, аллювиальная урбодерновая и т.д.).

Антропогенные глубоко-преобразованные почвы образуют группу собственно городских почв — *урбаноземов*, в которых урбиковый горизонт имеет мощность более 50 см. Профиль урбанозема характеризуется отсутствием природных генетических горизонтов до глубины 50 см и более. К этой же группе относятся культуросемы (агроурбаноземы) — городские почвы фруктовых и ботанических садов, старых огородов. Урботехноземы — это искусственно созданные поверхностные образования, которые по своим свойствам близки к техноземам, но отличаются от них некоторыми признаками, сближающими их с почвами [Почва..., 1997]. Они различаются по мощности и свойствам гумусированного слоя, составу и свойствам подпочвенных грунтов и подразделяются на реплантоземы¹ и конструктороземы² [Герасимова и др., 2003].

Неотъемлемой частью ЭГС селитебных комплексов являются запечатанные почвы и грунты [Герасимова и др., 2003; Почва..., 1997]. Выделяется особая категория почв, запечатанных под дорожным асфальтобетонным покрытием — экраноземы, или экранированные почвы. Эти почвы существенно уплотнены, в них меняются водный, тепловой и газовый режимы; микробиота в таких почвах в большинстве случаев функционирует по анаэробному типу; отсутствует поступление веществ извне, а при укладке покрытия может быть повреждена верхняя часть профиля почвы. При дорожном строительстве часто происходит срезание почвенного профиля до грунтов и (или) последующее наложение нового материала и дорожного покрытия. В этом случае выделяется группа «*запечатанный грунт*». Измененные химический состав и структура почв в ЭГС селитебных комплексов влияют на их физические и иные свойства.

Вследствие урбанизации в ЭГС селитебных комплексов формируются и специфические *урбоатмосферы* — состав атмосферного воздуха в них существенно изменен и отличается от окружающего природного. Особенно большие изменения фиксируются в составе приземного слоя воздуха на городских магистралях, который загрязняется углекислым и другими газами. Источниками атмосферного загрязнения на городских территориях являются выбросы автомобильных газов, выбросы газов от котельных, горячих цехов, некоторых промышленных объектов — пищевых и химических предприятий. Городской смог стал обыденным явлением во многих городах. Источниками загрязнения воздуха также являются места складирования и переработки коммунальных отходов.

Особенности биотических компонентов ЭГС селитебных комплексов. Особенности урбомикробиоценоза. В состав урбомикробиоценоза ЭГС селитебных комплексов входят различные группы микроорганизмов. Большинство из них обитает в почве, где они играют ключевую роль в поддержании экосистемных процессов и биогеохимических циклов. Вместе с тем, несмотря на их важность, микробное разнообразие в исследуемых экосистемах мало изучено на территории Белоруссии. Работы, проведенные Ю.М. Бачурой и др. [Бачура, 2016; Лысак, 2010; Свекла, Колесник, 2013; Соловьева, 2015 и др.], выявили видовой состав низших почвенных водорослей на территории г. Гомеля и показали, что на придорожных газонах в городе было обнаружено 26 видов зеленых водорослей, принадлежащих 20 родам, 17 семействам и 10 порядкам, разделенным на 4 класса (*Chlorophyceae* — 57,7 %, *Trebouxiophyceae* — 30,8 %, *Charophyceae* — 7,7 %, *Ulvophyceae* — 3,8 %). Наиболее разнообразными оказались порядки *Scenedesmales* (6 видов из родов *Bracteacoccus*, *Neochloris*, *Scotiellopsis*, *Keratococcus* и *Chlorolobion*) и *Chlorellales* (5 видов из родов *Chlorella* и *Stichococcus*). Также были обнаружены представители порядков *Volvocales* (виды рода *Chlamydomonas*), *Chlorococcales* (виды родов *Chlorococcum* и *Tetracystis*), *Protosiphonales* (виды родов *Chlorosarcinopsis*, *Desmotetra*, *Neospongiococcum*, *Geminella*), *Microthamniales* (виды родов *Leptosira* и *Microthamnion*), *Trebouxiales* (виды рода *Myrmecia*), *Choricystidiales* (виды рода *Pseudococcomyxa*), *Codiolales* (виды рода *Ulothrix*), *Klebsormidiales* (виды рода *Klebsormidium*). В почвах придорожных газонов на улице Кирова (узкая трехполосная дорога, с интенсивным транспортным потоком, движением общественного транспорта и грузовых автомобилей) было обнаружено 20 видов водорослей. На долю хлорофициевых водорослей приходилось 50,0 % всех видов, требуксиофициевых — 35,0 %, харофициевых — 10,0 %, ульвофициевых — 5,0 %. Почва придорожных газонов на улице Советской (шестиполосная дорога с интенсивным движением транспорта, (за исключением грузовиков) содержала 14 видов зеленых водорослей. Наибольшая доля (42,8 %) приходилась на представителей классов *Chlorophyceae* и *Trebouxiophyceae*. Классы *Charophyceae* и *Ulvophyceae* были представлены в значительно меньшем количестве (по 7,2 %). В почве придорожных газонов на улице Старочерниговской (узкая двухполосная дорога с немногочисленным движением и отсутствием общественного и грузового транспорта) было выявлено 17 видов зеленых водорослей: *Chlorophyceae* (58,8 %), *Trebouxiophyceae* (29,4 %) и *Charophyceae* (11,8 %). По градиенту транспортной нагрузки улиц Гомеля в структуре сообществ зеленых водорослей

¹ *Реплантозёмы* — почвы, состоящие из маломощного гумусового слоя, слоя торфокомпостной смеси или слоя органического вещества, нанесенных на поверхность рекультивируемой породы из смеси насыпных или других природных, или техногенных грунтов, в основном формируются в районах городских новостроек, на новых газонах.

² *Конструкторозёмы* — искусственно целенаправленно создаваемые почвенно-грунтовые образования путем конструирования (создания) профиля по образу природной почвы.

придорожных газонов имело место сокращение числа видов из класса *Trebouxiophyceae*. Более богатым видовым составом почвенных водорослей отличается территория городского полигона ТКО. Здесь были обнаружены 36 видов зеленых водорослей, принадлежащих к 25 родам, 18 семействам и 12 порядкам, относящимся к классам *Chlorophyceae* (55,6 %), *Trebouxiophyceae* (25,0 %), *Ulvophyceae* (5,6 %) и *Charophyceae* (11,1 %).

Заслуживают внимания и результаты санитарно-микробиологических исследований урбанизированных территорий в четырех жилых районах г. Гродно, проводимых в 2011–2012 гг. [Свекла, Колесник, 2013]. Пробы отбирались в четырех жилых районах г. Гродно — Форт-ты, Центральный, Девятровка, Вишневец. Эти исследования показали, что почвы в разных зонах города имеют различные характеристики: в лесопарковой зоне почва была нейтральной, на выгульных площадках — слабощелочной, а в песчаниках — щелочной. Общее количество микроорганизмов в почве было относительно низким (от 10^2 до 10^6 КОЕ / 1 г почвы) с заметными сезонными колебаниями: в 2011 г. пик приходился на лето, а в 2012 — на весну. В целом, почвы характеризовались как имеющие очень низкую обеспеченность микроорганизмами и слабую биологическую активность. Наблюдалась тенденция к снижению численности микроорганизмов от центра города к северной его части. Практически во всех пробах, за исключением одной (лесопарк «Пышки» летом 2012 г.), постоянно обнаруживались бактерии группы кишечной палочки (БГКП) в высоких титрах (10^{-5} – 10^{-6}). В 2011 г. доля проб, сильно загрязненных БГКП, увеличивалась к осени, достигая 33 %, что указывало на рост биологической нагрузки и накопление энтеробактерий. Анализ на наличие клостридий показал, что наибольшее фекальное загрязнение наблюдалось в почве детских и выгульных площадок селитебных ЭГС. Доля проб, загрязненных клостридиями, колебалась от 50 % до 100 % в течение всего периода исследования. Практически во всех образцах было обнаружено как свежее, так и давнее фекальное загрязнение, что указывает на неудовлетворительное санитарное состояние исследуемых территорий.

В целом, следует отметить, что городская среда оказывает значительное влияние на почвенную микробиоту, в первую очередь, изменяя структуру микробного сообщества. Это связано с тем, что разные микроорганизмы обладают различной устойчивостью к неблагоприятным факторам. В городских почвах, характеризующихся нейтральной или слабощелочной реакцией, наличием загрязнителей и повышенной температурой, создаются условия, благоприятные для развития патогенных бактерий и грибов. Эти микроорганизмы быстро адаптируются к специфическим условиям и подавляют естественную микрофлору почвы [Соловьева, 2015]. В сильно загрязненных городских почвах структура микробных сообществ претерпевает существенные

изменения: снижается доля физиологически активных бактериальных клеток по сравнению с незагрязненными почвами, меняется соотношение различных таксонов и появляются новые доминирующие виды. Нарушение баланса микробиоты, в свою очередь, влечет за собой целый каскад негативных последствий для почвенной экосистемы: снижается способность почвы к самоочищению от органических и неорганических загрязнителей; замедляется процесс разложения растительных остатков, что приводит к накоплению органического вещества в неразложившемся виде и ухудшению аэрации. Кроме того, подавление полезных микроорганизмов, участвующих в круговороте питательных веществ, таких как азотфиксирующие бактерии и фосфатмобилизирующие микроорганизмы, приводит к снижению плодородия почвы и ухудшению условий для роста растений. В конечном итоге, изменения в почвенной микробиоте оказывают влияние не только на саму почву, но и на здоровье растений, животных и даже человека.

Особенности урбофитоценоза ЭГС селитебных комплексов также обусловлены урбанизацией и представляют собой важный элемент любой городской среды, поскольку определяющим критерием организации городской среды является уровень озелененности территории города. Согласно нормативам, озелененность населенных пунктов Белоруссии должна быть не менее 30 %, а на территории жилых районов и микрорайонов не ниже 25 % [ТКП 45-3.01-116-2008]. По данным [В Беларуси..., 2024], за последние пять лет (с 2020 г.) средний процент озеленения городов и районных центров Белоруссии достиг 40 %. Значительно увеличилось количество населенных пунктов, соответствующих этому нормативу — более чем на 30 %. Среди областных центров лидирует Витебск с показателем 49,1 %, за ним следуют Брест (45,7 %) и Могилев (44,3 %).

В Витебске, располагающемся на северо-востоке страны в подзоне дубово-темнохвойных подтаежных лесов, растительность представлена как естественными и смешанными насаждениями, так и культурными посадками, где естественное возобновление заменено уходом и культивацией. Наиболее распространенными древесными породами на улицах и магистралях Витебска являются липа, клен и конский каштан. В отличие от улиц и жилых кварталов, зеленые насаждения в парках и скверах Витебска находятся в лучшем состоянии. За последние десять лет в ЭГС селитебных комплексов Витебска значительно улучшилось ландшафтное оформление скверов и других общественных мест. Это стало возможным благодаря созданию новых и реконструкции существующих зеленых зон.

Заметно отличается от растительности Витебска зеленый покров Бреста — города, расположенного на юго-западе страны в подзоне широколиственно-сосновых лесов. Здесь произрастают более 200 видов деревьев, кустарников, полукустарников, лиан как

местных, так и завезенных сюда из разных регионов мира (Северная Америка, Западная Европа, Восточная Азия, Центральная Азия, Кавказ и др.). Наиболее широко в посадках Бреста представлены местные виды деревьев и кустарников.

Особенности урбозооценоза. В ЭГС селитебных комплексов создается неоднозначная ситуация для формирования урбозооценозов: с одной стороны, преобразование территорий приводит к сокращению разнообразия видов животных, с другой — развитая транспортная инфраструктура способствует проникновению новых видов в городские экосистемы, многие из которых успешно адаптируются к городским условиям, обогащая местную фауну. Состав урбозооценоза изучаемых ЭГС представлен как беспозвоночными, так и позвоночными животными и во многом обусловлен особенностями урболитотопа, урбоэдафотопы и урбофитоценоза, рассмотренными выше, а также наличием городского населения. Как и у большинства природных, природно-техногенных и техногенных эколого-геологических систем в селитебных ЭГС территории Белоруссии наиболее репрезентативной является группа беспозвоночных, представленная насекомыми (*Insecta*), червями (*Vermes*), брюхоногими моллюсками (*Gastropoda*), пауками (*Araneae*), клещами (*Acari*), многие из которых являются паразитами. Насекомые занимают особенно большое положение в городских экосистемах. Среди них к городским условиям хорошо адаптировались жуки (жужелицы, божьи коровки, листоеды, долгоносики и др.), чешуекрылые, стрекозы, перепончатокрылые (пилыльщики, наездники, муравьи, шмели), двукрылые (мухи, комары) и др. Выполняя основные функции опыления, снабжения питательными веществами и прочее, насекомые поддерживают стабильность экосистем в городах. Но несмотря на полезные функции многих насекомых, среди них выделяют и вредных насекомых-паразитов.

Так, например, тараканы (*Blattodea*) — одно из самых стойких и выносливых насекомых, которое может обходиться без пищи на протяжении месяца и питаться всем, что попадет в их поле зрения. В качестве местообитания в городах, они предпочитают верхние этажи зданий, чердаки, мусоропроводы, вентиляционные шахты. Тараканы, портя продукты питания и перенося различные заболевания (туберкулез, холера, тиф), наносят огромный ущерб человеку [Званцов, 2018]. Из отряда полужестокрылых или клопов (*Hemiptera*) «типичными городскими жителями» являются постельные клопы (*Cimex lectularius*), колонии которых встречаются в жилых домах, гостиницах, постельных принадлежностях, старых вещах, мебели, а также в гнездах птиц, норах животных, птичниках. Среди двукрылых (*Diptera*), обитающих в городах, особенно многочисленны мухи (*Muscidae* — настоящие мухи, особенно комнатная муха (*Musca domestica*), *Calliphoridae* — синие или зеленые мясные мухи,

Sarcophagidae — серые мясные мухи, *Piophilidae* — сырные мухи, *Drosophilidae* — дрозофилы, плодовые мушки, *Hippoboscidae* — кровососки) и комары (*Aedes* — кусаки или лесные, *Culex* — подвальные или комары-пискуны, *Anopheles* — малярийные) — паразитирующие насекомые, которые являются переносчиками опасных инфекций. Комары в городах предпочитают сырые места, очистные сооружения, подвалы, чердаки, загрязненные водоемы и пруды. Теплые и влажные подвалы позволяют комарам размножаться круглый год, не обращая внимания на зиму [Званцов, 2018].

В отряде чешуекрылых (*Lepidoptera*) на урбанизированных территориях отмечается снижение видового биоразнообразия: редкие бабочки встречаются лишь на городских скверах и пустырях, по долинам рек. Среди них преобладают самые обычные виды булавоусых (*Rhopalocera*) — в основном белянки (*Pieridae*), более разнообразны разноусые (*Heterocera*) — в основном моли (*Tineidae* и др.). Настоящей проблемой в городах страны стали клещи (*Acari*). В парках, скверах, на газонах возле домов клещи подстерегают человека, создавая реальную угрозу здоровью, поскольку являются переносчиками опасных заболеваний, таких как клещевой энцефалит, болезнь Лайма и др.

В ЭГС селитебных комплексов существует еще одна, часто недооцененная угроза — гельминты. Эти паразитические черви представляют серьезную опасность для здоровья людей и домашних животных, особенно в условиях плотной городской застройки. Так, проведенное Ю.Ю. Масалковой [2012] санитарно-паразитологическое обследование почв Витебска выявило в них яйца 11 видов гельминтов домашних плотоядных. При этом доминирующее положение занимает *Toxocara canis* с частотой встречаемости около 54 % инвазированных проб. Из 234 опробованных образцов почв, в 36 из них содержались яйца гельминтов собак (15,4 %). Причем была установлена неоднородность загрязнения почв в различных районах города. Распространению гельминтов на урбанизированных территориях способствует и выгул собак на придомовых участках и скверах, а также разведение голубей.

Среди *позвоночных*, экологически связанных с ЭГС селитебных комплексов территории Белоруссии, выделяют многих представителей основных групп животных: земноводных, рептилий, птиц и млекопитающих. Например, из земноводных здесь можно встретить все 13 видов, официально зарегистрированных в стране. Но наиболее разнообразен видовой состав птиц: согласно В.В. Сахвону [2018], на урбанизированных территориях Белоруссии отмечено пребывание 205 видов птиц (62,1 % всей орнитофауны республики), относящихся к 19 отрядам (86,3 % всех отрядов) и 51 семейству (79,6 % всех семейств). За все время проведения орнитологических исследований было установлено или предположено гнездование 140 видов птиц (68,2 %),

относящихся к 16 отрядам и 41 семейству, из них около 20 % всех видов, зарегистрированных в городах, наблюдались лишь однажды или несколько раз вне периода гнездования. По числу особей первое место в городах принадлежит воробьям (полевой — *Passer montanus*, домовый — *Passer domesticus*), часто встречаются сизый голубь (*Columba livia*), грач (*Corvus frugilegus*), галка (*Coloeus monedula*), серая ворона (*Corvus cornix*), ворон (*Corvus corax*), черный стриж (*Apus apus*), обыкновенный скворец (*Sturnus vulgaris*), большая синица (*Parus major*), городская ласточка (*Delichon urbicum*).

Из млекопитающих на урбанизированных территориях наиболее многочисленны грызуны: мыши (домовая *Mus musculus*, полевая *Apodemus agrarius*, лесная *Apodemus uralensis*), крысы (черная *Rattus rattus*, и серая *Rattus norvegicus*), полевки (рыжая *Myodes glareolus*, обыкновенная *Microtus arvalis*). Вблизи жилых кварталов в ночное время можно увидеть летучих мышей (*Microchiroptera*). На усадебных участках и в парковых зонах часто встречаются европейский крот (*Talpa europaea*), бурозубка (*Sorex*), обыкновенная белка (*Sciurus vulgaris*), из хищных млекопитающих здесь обитают черный хорек (*Mustela putorius*), ласка (*Mustela nivalis*) и еж (*Erinaceus europaeus*).

Заключение. Таким образом, в результате проведенного анализа можно сделать следующие выводы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бачура Ю.М. Зеленые водоросли антропогенно-преобразованных почв (на примере Гомельского региона) // Веснік Гродзенскага дзяржаўнага ўніверсітэта імя Янкі Купалы. Серыя 5. Эканоміка. Сацыялогія. Біялогія. 2016. Том 6, № 1. С. 118–129.

Белковская Н.Г., Борисова Н.Л., Ястребова Н.В. Влияние системы расселения населения на формирование территориальной структуры хозяйства Республики Беларусь // Социально-экономическая география в XXI веке: новые реалии и практические возможности. Материалы Международной научно-практ. конф., г. Минск, 19–20 ноября 2021 г. Минск: БГУ, 2022. С. 35–37.

В Беларуси продолжается озеленение: Витебск лидирует среди областных центров. Новости Беларуси, 2024. URL: <https://novosti-belarusi.com/posts/id7838-minprirody-nazvalo-samy-e-ozelenennyye-goroda-belarusi-v-2024-godu> (дата обращения: 26.04.2025).

Галкин А.Н., Акулевич А.Ф., Павловский А.И., Галезник О.И. Техногенные грунты: Учебное пособие. Минск: Вышэйшая школа, 2020. 192 с.

Галкин А.Н., Королев В.А. Классификация эколого-геологических систем Беларуси на основе учета особенностей литотопов и инженерно-хозяйственных объектов // Літасфера. 2023. № 1 (58). С. 98–109.

Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В. Антропогенные почвы: генезис, география, рекультивация: Учебное пособие / Под ред. Г.В. Добровольского. Смоленск: Ойкумена, 2003. 268 с.

Дзекцер Е.С. Закономерности формирования процесса подтопления застраиваемых территорий грунтовыми водами // Процессы подтопления застроенных территорий грунтовыми водами (прогноз и защита). Тезисы докл.

1. Все компоненты ЭГС селитебных комплексов как абиотические, так и биотические, обладают комплексом специфических характеристик, обусловленных влиянием антропогенеза, что необходимо учитывать при их систематике, описании и анализе экологических функций литосферы на территориях жилой застройки.

2. Важнейшим фактором формирования характерных особенностей селитебных ЭГС является своеобразие ее урболитотопа, представленного массивами искусственных и техногенно измененных грунтов, а также влияние урбанизации.

3. Выявленные закономерности и особенности ЭГС селитебных комплексов Белоруссии можно рассматривать как общие для аналогичных ЭГС в России, которые необходимо учитывать при инженерно-экологических исследованиях и изысканиях.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова, а также в рамках научного направления «Изучение закономерностей функционирования природно-технических систем Беларуси, мониторинг и управление их состоянием» Витебского государственного университета имени П.М. Машерова, утвержденного приказом ректора № 8-н от 05.02.2024. Работа выполнена с использованием оборудования, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета.

Всесоюз. совещ., г. Новосибирск, 9–11 октября 1984 г. Новосибирск, 1984. Ч. 1. С. 5–9.

Жогло В.Г., Галкин А.Н., Третьякова А.В., Красовская И.А. Пресные подземные воды Гомельской области: динамика и экология. Минск: Беларуская навука, 2018. 176 с.

Званцов Я.И. Животный мир городов // Творчество молодых, 2018: Сб. научных работ студентов, магистрантов и аспирантов: В 4 ч. Ч. 1. Гомель: ГГУ им. Ф. Скорины, 2018. С. 226–229.

Кодекс Республики Беларусь об архитектурной, градостроительной и строительной деятельности. 17.07.2023 г. № 289-З. URL: https://rcuk.bsc.by/sites/rcuk.bsc.by/files/filles/stroitelnyy_kodeks_respubliki_bielarus.pdf?ysclid=macn78zkyz807627058 (дата обращения: 26.04.2025).

Королев В.А., Галкин А.Н. К разработке систематики эколого-геологических систем Белоруссии // Инженерная геология. 2023. Том XVIII, № 2. С. 12–28.

Красовская И.А., Галкин А.Н. Оценка состояния эколого-геологических условий урбанизированных территорий. Витебск: ВГУ им. П.М. Машерова, 2007. 165 с.

Кудельский А.В., Пашкевич В.И. Региональная гидрогеология и геохимия подземных вод Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2014. 271 с.

Кучиц Т.Г. Административно-территориальное устройство. Белорусская энциклопедия. Минск, 2025. URL: <https://belarusenc.by/belarus/detail-article.php?ID=405> (дата обращения: 16.04.2025).

Лысак Л.В. Бактериальные сообщества городских почв: Автореф. дисс.... докт. биол. наук. Москва, 2010. 46 с.

Малые города Беларуси. Белорусский ин-т стратегических исследований (БИСИ), 2025. URL: <https://socio.bisr.by/malye-goroda-belarusi/> (дата обращения: 16.04.2025).

Масалкова Ю.Ю. Гельминтологическая оценка внешней среды Витебского региона // Веснік Віцебскага дзяржаўнага ўн-та. 2012. №5. С. 50–54.

Молокович Г.Е. Типология зданий и сооружений. Раздел 1. Типология жилых зданий: Электронный учебно-методический комплекс. Минск: БНТУ, 2021. 111 с. URL: https://rep.bntu.by/bitstream/handle/data/88569/Tipologiya_zdaniy_i_sooruzhenij.pdf?sequence=1&isAllowed=y&y-sclid=m9qpf4rwk1918607002 (дата обращения: 21.04.2025).

Почва, город, экология / Под общ. ред. Г.В. Добровольского. М.: Фонд «За экономическую грамотность», 1997. 320 с.

Прогноз изменения окружающей среды Беларуси на 2010–2020 гг. / Под ред. В.Ф. Логинова. Минск: Минсктип-проект, 2004. 180 с.

Прогноз состояния природной среды Беларуси на период до 2035 года / Под общ. ред. В. С. Хомича. Минск: Беларуская навука, 2022. 331 с.

Сахвон В.В. Видовое богатство и экологическая структура орнитофауны урбанизированных территорий в условиях Беларуси // Ж-л Белорус. Гос. ун-та. Биология. 2018. № 1. С. 95–102.

Свекла Э.М., Колесник И.М. Санитарная оценка территорий жилых районов г. Гродно по микробиологиче-

ским показателям урбаноземов // Актуальные проблемы экологии. Материалы IX Международной научно-практ. конф., г. Гродно, 23–25 октября 2013 г. В 2 ч. Ч. 2. Гродно: ГрГУ, 2013. С. 144–146.

Селитебная территория // Большая Российская энциклопедия, 2022. URL: <https://bigenc.ru/c/selitebnaia-territoriia-c892de> (дата обращения: 24.04.2025).

Селитебный // Большой толковый словарь русского языка / Гл. ред. С.А. Кузнецов. СПб.: Норинт, 1998. С. 1172. СН 3.01.03-2020. Планировка и застройка населенных пунктов. Минск: Минстройархитектуры, 2021. 62 с.

Соловьева Е.С. Экологические особенности актино-мицетных комплексов городских почв: Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Пермь, 2015. 22 с.

Состояние природной среды Беларуси: экологический бюллетень / Под общ. ред. Е.И. Громадской. Минск: РУП «ЦНИИКИВР», 2024. 196 с.

ТКП 45-3.01-116-2008. Градостроительство. Населенные пункты. Нормы планировки и застройки. Минск: Минстройархитектуры, 2008. 102 с.

Трофимов В.Т. Эколого-геологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 48–52.

Статья поступила в редакцию 16.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 55; 624.131 (035.3)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-94-99

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Татьяна Ивановна Аверкина ✉

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

Аннотация. Глинистые грунты в инженерной геологии исследуют с разных позиций, в том числе с точки зрения особенностей их пространственного распределения. Последнее особенно актуально для обширной территории нашей страны. Составлены обзорные карты распространения глинистых грунтов дочетвертичного и четвертичного возраста на территории России. Описаны закономерности их распределения по площади и разрезу в пределах платформенных и горно-складчатых регионов.

Ключевые слова: четвертичные глинистые грунты, дочетвертичные глинистые грунты, Россия, карта, закономерности распространения, основания инженерных сооружений

Для цитирования: Аверкина Т.И. Пространственное распределение глинистых грунтов различного возраста и генезиса на территории России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 94–99.

THE SPATIAL DISTRIBUTION OF DIFFERENT AGE AND GENESIS CLAY SOILS ON THE RUSSIAN TERRITORY

Tatyana I. Averkina ✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; averkinati@yandex.ru ✉

Abstract. In engineering geology clay soils are investigated from different positions, including from the point of view of their spatial distribution. The latter is especially important for the vast territory of our country. Overview maps of the distribution of pre-Quaternary and Quaternary clay soils on the Russian territory are compiled. The regularities of their distribution by area and section within platform and mountain regions are described.

Keywords: Quaternary clay soils, Pre-Quaternary clay soils, Russia, map, regularities of distribution, bases of constructions

For citation: Averkina T.I. The spatial distribution of different age and genesis clay soils on the Russian territory. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 94–99. (In Russ.).

Введение. Глинистые грунты — важный компонент осадочной оболочки Земли, особенно широко представленный в ее верхней части, где сосредоточена хозяйственная деятельность людей. Они залегают в основании или служат вмещителем инженерных сооружений и часто выступают в качестве фактора, осложняющего строительство и эксплуатацию объектов.

В инженерной геологии глинистые грунты изучают с разных позиций, в том числе с точки зрения особенностей их распределения по разрезу и площади. Последнее особенно актуально для обширной территории нашей страны. Региональные аспекты изучения глинистых грунтов отражены в ряде монографий, посвященных характеристике инженерно-геологических условий территории СССР и России [Инженерная..., 1976–1978; 1990–1992; 2011; 2015]. Определенная информация о распространении глинистых грунтов содержится в обзорных и мелко-масштабных инженерно-геологических картах территории страны и отдельных регионов, составленных, главным образом, в 1960–1980 гг. и отчасти устаревших (особенно в отношении возрастных датировок, генезиса, а иногда и ареалов распространения).

В данной статье обсуждаются закономерности пространственного распределения глинистых грунтов разного возраста и генезиса на территории России. К глинистым грунтам относятся дисперсные образования — глины, суглинки и супеси. Лессовые грунты (тоже глинистые), имеющие особые инженерно-геологические характеристики, в данной работе не рассматриваются.

Описание закономерностей сопровождается двумя обзорными картами. Первая отражает распространение четвертичных глинистых грунтов, на ней показаны первые от поверхности стратиграфогенетические комплексы четвертичных отложений, содержащие данные грунты. На вторую вынесены дочетвертичные формации, содержащие глинистые грунты. Это формации, залегающие первыми от поверхности дочетвертичных пород, т. е. залегающие непосредственно под четвертичными отложениями или (что реже) выходящие на поверхность.

При составлении названных карт были использованы самые последние опубликованные на сайте Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) листы Госу-

дарственной геологической карты (Карты четвертичных отложений) масштаба 1 : 1 000 000 2-го и 3-го поколений [Листы..., 2023], Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [Карта..., 2014] и Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000 [Геологическая..., 2012].

Четвертичные глинистые грунты. На территории России можно встретить практически все существующие генетические типы четвертичных глинистых отложений. Основные регионы их распространения — платформы европейской части (Восточно-Европейская, Тимано-Печорская, Скифская), а также Западно-Сибирская и Яно-Колымская плиты (рис. 1).

В северных и центральных районах древней **Восточно-Европейской платформы** верхняя часть разреза выполнена разновозрастными отложениями *ледникового комплекса (плейстоцен-голоценовыми)*, сменяющимися друг друга по площади и разрезу.

Возраст данных отложений, выходящих на поверхность, омолаживается в направлении с юго-востока на северо-запад.

Глинистые грунты обычно входят в состав собственно ледниковых (моренных) и лимногляциальных (озерно-ледниковых) образований. Первые в целом считаются неплохим основанием сооружений, на них построено множество самых разных инженерных объектов. Например, в г. Москве они залегают в основании Останкинской телебашни, Главного здания МГУ на Воробьевых горах и т.д. Несущая способность озерно-ледниковых глинистых грунтов значительно ниже, чем у морены. В Санкт-Петербурге, где эти грунты широко распространены, при строительстве на них используются преимущественно свайные фундаменты.

В южных и юго-восточных районах европейской части России, где не было материковых оледенений, глинистые отложения представлены, главным образом, в озерно-аллювиальных, озерно-аллювиально-морских, морских и элювиально-делювиальных геолого-генетических комплексах.

В Сыртовом Заволжье широкое распространение получила *эоплейстоценовая* песчано-глинистая «сыртовая» толща. На междуречье Самары и Большого Иргиза ее генезис трактуется как *озерно-аллювиальный*, на междуречье Большого Иргиза и Еруслана — как *озерно-аллювиально-морской* [Пояснительная..., 2013].

В Прикаспийском прогибе и долине Маныча практически повсеместно развиты морские отложения с участием глинистых грунтов, которые накопились, в основном, в периоды апшеронской, бакинской и хвалынской трансгрессий. На поверхность выходят преимущественно *позднеплейстоценовые хвалынские* отложения. В г. Волгограде они залегают в основании самых разных инженерных сооружений.

Обширные ареалы *элювиально-делювиальных* накоплений сплошным чехлом покрывают пологие вершины и склоны, приуроченные к крупным положительным морфоструктурам: Уфимскому плато, Белебеевско-Бугульминской возвышенности и Общему Сырту, Ставропольской возвышенности, а также Тиману.

Практически на всех реках региона можно встретить глинистые грунты в составе *аллювиальных*, а в дельтах рек — в составе *аллювиально-морских комплексов*. В формировании речных долин европейской части большую роль сыграли оледенения. Установлена следующая закономерность. С северо-запада на юго-восток по мере уменьшения количества ледников, прошедших через территорию, на реках увеличивается количество террас. Самое большое их количество во внеледниковой зоне на реках южного стока: у Дона — до 6 террас, у Волги — до 8. Их возраст, а соответственно и возраст аллювиальных глинистых отложений изменяется от *эоплейстоценового* до *голоценового* [Пояснительная..., 2013].

Молодая **Западно-Сибирская плита** — второй регион широкого распространения четвертичных глинистых грунтов, которые входят в состав морских, ледниковых, озерно-ледниковых, озерно-аллювиальных, аллювиальных и элювиально-делювиальных геолого-генетических комплексов. Следует отметить, что в последние годы была существенно изменена трактовка генезиса новейших отложений в северной части плиты. На современных картах масштаба 1:1 000 000 значительно сокращена площадь развития отложений ледникового комплекса, которые раньше распространяли до широтного отрезка р. Оби. Севернее широтного отрезка р. Оби грунты на отдельных участках плиты находятся в многолетнемерзлом состоянии, а за полярным кругом они имеют практически сплошное распространение.

На п-ве Ямал и западе Хатангского прогиба выделяют ареалы *верхнеплейстоценовых морских* отложений, включающих глинистые разности, прежде относимые к морене. Собственно *ледниковые средне- и верхнеплейстоценовые* образования сосредоточены на северо-западной (приуральской) и северо-восточной (приенисейской) окраинах плиты. В Хатангском прогибе и на Гыданском п-ве развиты *верхнеплейстоценовые озерно-ледниковые* разности, которые накапливались в обширных гляциодепрессиях, вытянутых вдоль долин современных рек.

Значительные ареалы глинистых грунтов приурочены в Западной Сибири к *озерно-аллювиальным* комплексам, которые развиты во всех частях плиты и слагают обширные террасы-равнины. В северных и центральных районах они трактуются как образования *средне-верхнеплейстоценовые*, в южных — *эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые и эоплейстоценовые*. Глинистые грунты можно встретить и в составе *аллювиальных* отложений, слагающих террасовый комплекс. Их возраст изменяется от *среднего плейстоцена* до *голоцена*.

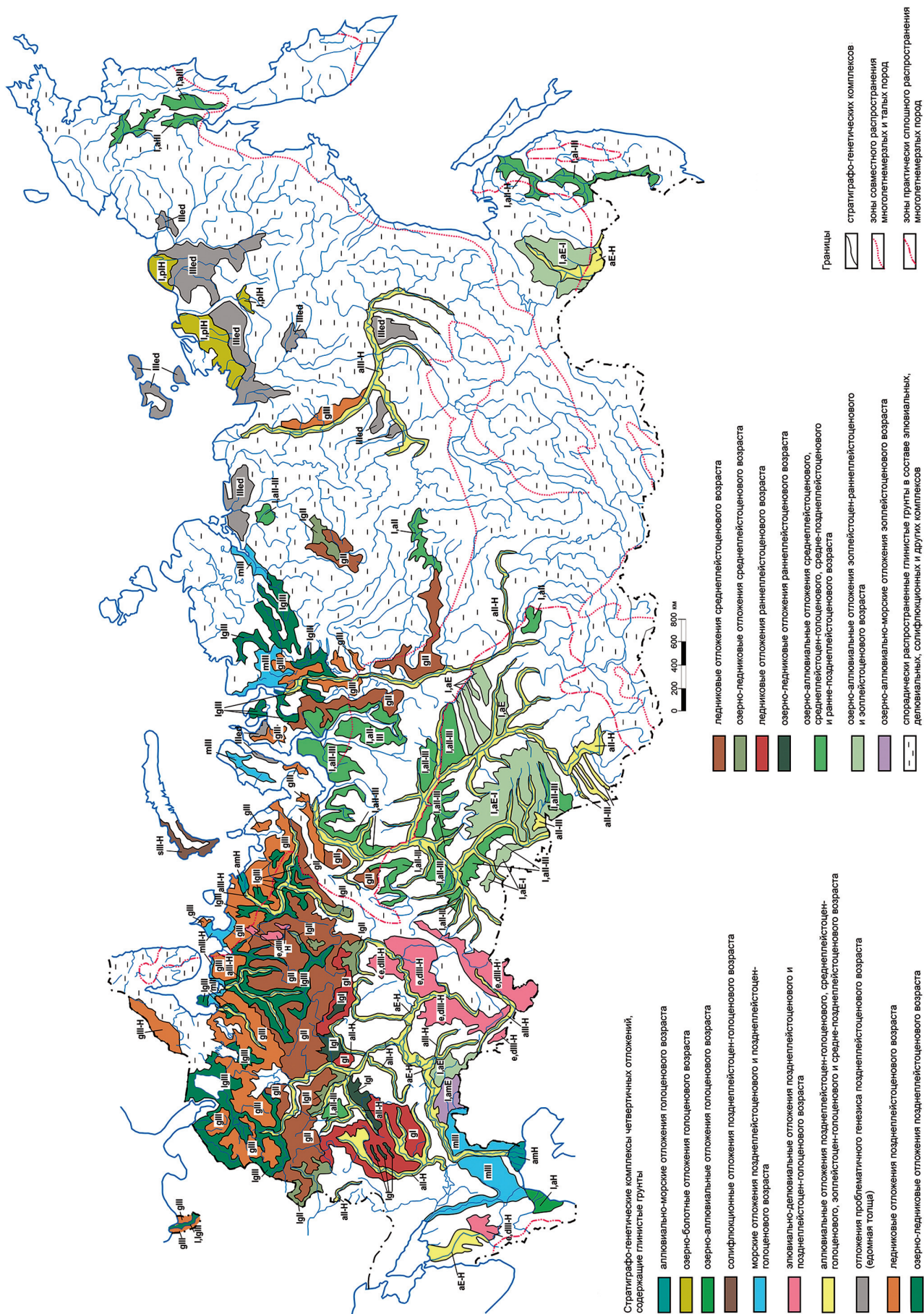


Рис. 1. Карта распространения четвертичных глинистых грунтов на территории России

На Ямале и Гыданском п-ве на поверхности водоразделов, морских и надпойменных террас местами выделяются очень специфические образования — *едомные толщи*, сложенные пылеватými грунтами (иногда неправильно называемые лесовыми) с прослоями погребенных почв или илов и пронизанные грунтовыми и ледяными жилами. Их возраст определяется как *позднеплейстоценовый*, а по поводу генезиса у специалистов нет единого мнения. В литературе и на картах он трактуется по-разному — как аллювиальный, озерный, болотный, эоловый.

Самые обширные и мощные едомные толщи, датируемые поздним плейстоценом, сосредоточены на *Яно-Колымской плите*. В меньшей степени они представлены в пределах древней *Сибирской платформы* — на крайнем севере и левобережьях рек Лены и Вилюя. В целом для последней платформы глинистые грунты не очень характерны. Помимо едомы, они встречаются здесь в составе ледникового, озерно-аллювиального и аллювиального комплексов, а также в сочетании с песчаными и крупнообломочными в отложениях элювиального, делювиального и солифлюкционного генезиса.

Основные площади развития *морены (средне- и верхнеплейстоценовой)* сосредоточены на правобережье рек Енисея, Лены и в Муруктинской впадине. В некоторых долинообразных и озеровидных понижениях выделяются небольшие ареалы *среднеплейстоценовых* и *средне-верхнеплейстоценовых озерно-ледниковых* и *озерно-аллювиальных* комплексов. Среди аллювиальных накоплений глинистые грунты в значительном объеме можно встретить лишь на самых крупных реках — Енисее, Лене.

В пределах *горно-складчатых сооружений* глинистые грунты встречаются в сочетании с песчаными и крупнообломочными в отложениях элювиального, делювиального, пролювиального и солифлюкционного генезиса, а также в горной морене. При этом глинистый материал может содержать песчаные и крупнообломочные разности в виде включений, а может выступать лишь в роли заполнителя в более грубых отложениях. Эти виды сочетаний часто переходят из одного в другое, чередуются по площади и разрезу, образуя локальные ареалы, которые невозможно отразить на обзорной карте. По той же причине (малая площадь распространения) на рис. 1 не нашли отражения глинистые грунты склоновых накоплений и антропогенные (насыпные, намывные).

Дочетвертичные глинистые грунты. Основные площади распространения глинистых грунтов дочетвертичного возраста приурочены в России к территориям древней Восточно-Европейской платформы и молодых Скифской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит (рис. 2). В восточных регионах страны рассматриваемые отложения развиты ограниченно. За Уралом значительная часть глин находится в многолетнемерзлом состоянии.

Дочетвертичные глинистые грунты наиболее широко представлены в континентальных и морских терригенных сероцветных и красноцветных формациях, иногда угленосных и молассовых, а также карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных, кремнисто-терригенных и терригенно-кремнистых, реже и в меньшем объеме в других типах формаций. В возрастном отношении это преимущественно отложения мезо-кайнозойские, реже палеозойские и более древние.

Наибольшим разнообразием отличаются дочетвертичные глины *Восточно-Европейской платформы*. Их возрастной диапазон — от позднего венда до неогена включительно. Близко к поверхности, непосредственно под четвертичными отложениями они залегают в пределах положительных или краевых частях отрицательных тектонических структур: Московской синеклизе, на склоне Балтийского щита, Волго-Уральской и Воронежской антеклиз, Прикаспийской впадине и др.

На южном склоне Балтийского щита развита самая древняя формация, включающая глины, — *терригенная сероцветная позднего венда – раннего кембрия*. Она составляет нижнюю часть Балтийско-Ладожского глинта, залегает в основании Волховской ГЭС, других сооружений Ленинградской области и Санкт-Петербурга. На востоке Главного девонского поля распространена континентальная *терригенная красноцветная формация средне-познедевонского возраста*, которая встречается в основаниях Нижне-Свирской и Верхне-Свирской ГЭС и других сооружений.

В западном и юго-западном бортах Московской синеклизы выделяются две нижнекаменноугольные формации, содержащие глины: *терригенная угленосная визейского яруса нижнего карбона* (C_{1v}), к которой приурочены месторождения Подмосковского и Тихвинского угольных бассейнов, и *нижнекаменноугольная терригенно-карбонатная формация*. Прослои и пачки глин встречаются также в составе *нижне-среднекаменноугольной карбонатной формации* Московской синеклизы. Они хорошо изучены в инженерно-геологическом отношении, поскольку попали в основания ряда ответственных сооружений на территории г. Москвы и других городов. В пределах Волго-Уральской антеклизы глины встречаются в разрезе *карбонатно-терригенной нижне-среднепермской формации*.

В конце палеозоя — начале мезозоя на территории Восточно-Европейской платформы в континентальных условиях сформировались терригенные красноцветные формации, занимающие обширные площади в пределах Московской и Мезенской синеклиз и Волго-Уральской антеклизы — *нижнетриасовая и средне-верхнепермская*. На отложениях последней построено множество различных сооружений в городах Самара, Ижевск, Йошкар-Ола, среди которых крупные волжские гидроэлектростанции — Чебоксарская, Горьковская (Нижегородская) и др.

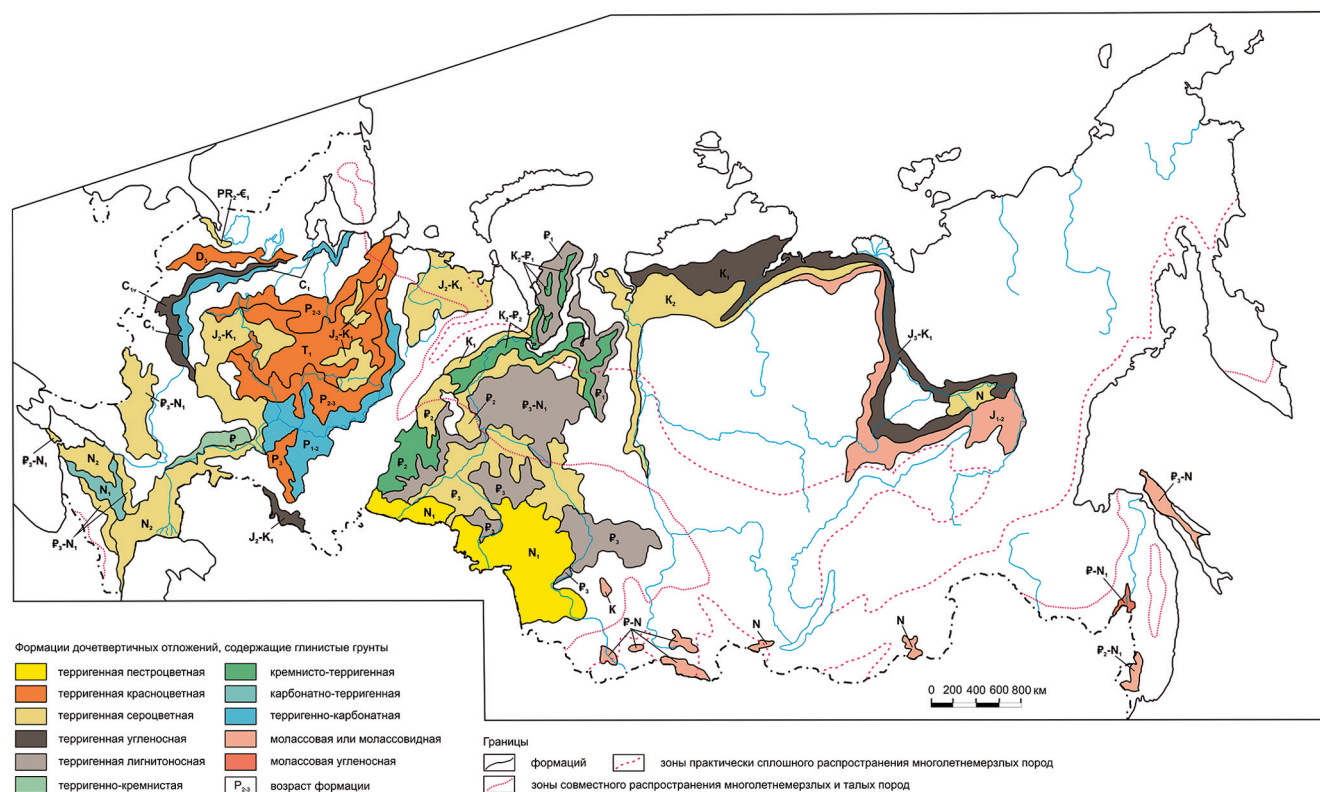


Рис. 2. Карта распространения дочетвертичных глинистых грунтов на территории России

В пределах Московской синеклизы и на склонах Воронежской антеклизы выделяется более молодая *мезозойская морская терригенная сероцветная формация*, возраст которой датируется как J_2-K_1 . В Центральных районах она залегает в основании самых разных инженерных сооружений, например, к ней приурочены некоторые линии московского метро. Аналогичная формация выделяется в пределах *Тимано-Печорской плиты*.

Самые молодые, кайнозойские формации, включающие глинистые отложения, сосредоточены в южной половине Восточно-Европейской платформы и на Скифской плите.

На юго-западном склоне Воронежской антеклизы развита морская *терригенная сероцветная формация палеоген-миоценового возраста*. На Приволжской возвышенности выделена *палеогеновая терригенно-кремнистая формация*, на отложениях которой построены различные инженерные сооружения в городах Поволжья, в том числе крупные гидротехнические объекты — Волго-Донской канал, Волжская ГЭС и др.

В Предкавказье в пределах *Скифской плиты* кайнозойские формации с включением глин развиты практически повсеместно. Их накопление происходило, в основном, в морских и прибрежно-морских условиях. Самое широкое распространение получила *терригенная сероцветная олигоцен-миоценовая формация*. В Центральном Предкавказье под четвертичным покровом вскрывается *миоценовая карбонатно-терригенная формация*. Это следы самой

крупной черноморской трансгрессии — сарматской. В сарматских отложениях проложены крупнейшие на Северном Кавказе каналы — Право-Егорлыкский и Большой Ставропольский.

В Западном и Восточном Предкавказье, в пределах Азово-Кубанского и Терско-Кумского прогибов выделяются *терригенные сероцветные формации*, накопившиеся в период *плиоценовых* морских трансгрессий Черного (на западе) и Каспийского (на востоке) морей.

За Уралом основные площади распространения дочетвертичных глинистых грунтов приходятся на молодую *Западно-Сибирскую плиту*. На ее северо-западной окраине узкой полосой вдоль восточного склона Урала протягивается *нижнемеловая терригенная сероцветная формация*, некоторые горизонты которой относятся к категории продуктивных нефтеносных. Аналогичный комплекс пород, только датируемый *верхним мелом*, залегает на северо-восточной окраине плиты и распространяется в пределы Хатангского прогиба. На севере того же прогиба под четвертичными отложениями вскрывается *нижнемеловая терригенная угленосная формация*, верхние 500–600 м которой находятся в многолетнемерзлом состоянии [Геоэкология..., 1989]. В центральной и южной частях плиты *терригенная сероцветная формация* датируется *средним и верхним эоценом*.

На Ямале, в Предуралье и Надым-Тазовской области выделяются ареалы *кремнисто-терригенной формации*, возраст которой в разных частях плиты

датируется по-разному — K_2-P_1 , K_2-P_2 , P_2 . На юге от Урала до Алтая простирается *терригенная пестроцветная миоценовая формация*.

Особое место среди кайнозойских отложений Западной Сибири занимает континентальная *терригенная лигнитоносная формация*, представленная несколькими возрастными генерациями — P_1 , P_3 , P_3-N_1 .

В пределах древней **Сибирской платформы** дочетвертичные глины развиты ограниченно, в основном в Вилуйской синеклизе и сочлененном с ней Предверхожанским прогибе, где выделяются три терригенных мезо-кайнозойских формации, включающих глины (в небольшом количестве): *молассовидная нижней и средней юры, терригенная угленосная верхней юры – нижнего мела и неогеновая терригенная сероцветная*. До глубины 400–600 м породы этих формаций находятся преимущественно в многолетнемерзлом состоянии [Геокриология..., 1989].

В пределах **горно-складчатых сооружений** глинистые отложения в небольшом объеме можно встретить во впадинах, где скапливаются продукты разрушения окрестных хребтов (молассы). В возрастном отношении это преимущественно молодые мезо-кайнозойские образования. В мезозойских толщах глины чаще всего слагают небольшие прослои среди более литифицированных и сцементированных обломочных пород (песчаников, аргиллитов, алевролитов), в кайнозойских молассовых формациях глинистая составляющая более значительная.

Выводы. 1. На территории России глинистые грунты встречаются в составе различных генетических комплексов *четвертичных* отложений: морских, аллювиально-морских, ледниково-морских, ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных, элювиальных, пролювиальных, делювиальных, солифлюкционных, а также антропогенных.

2. Самые большие площади распространения *четвертичных* глинистых грунтов приурочены к платформенным территориям европейской части

России и Западной Сибири, где их можно встретить на всех элементах рельефа.

3. На северо-востоке Балтийского щита, северной окраине Русской и Тимано-Печорской плит, северной половине Западно-Сибирской плиты, в пределах Сибирской платформы, Яно-Колымской и Зее-Буреинской плит, а также в орогенах Сибири и Дальнего Востока часть *четвертичных* глинистых грунтов находится в многолетнемерзлом состоянии. Среди многолетнемерзлых глинистых толщ встречаются очень специфические *едомные*, сложенные пылеватыми грунтами.

4. *Дочетвертичные* глинистые грунты наиболее широко представлены в континентальных и морских терригенных сероцветных и красноцветных формациях, иногда угленосных и молассовых, а также карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных, реже и в меньшем объеме — в других типах формаций. В возрастном отношении это преимущественно отложения мезо-кайнозойские, реже палеозойские и более древние.

5. Основные площади распространения *дочетвертичных* глинистых грунтов приурочены к платформенным территориям европейской части России и Западной Сибири. Близко к поверхности, непосредственно под четвертичными отложениями они залегают в пределах положительных или краевых частях отрицательных тектонических структур. В орогенах глинистые грунты развиты ограниченно, преимущественно во впадинах.

6. На севере Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит, в Хатангском и Предверхожанском прогибах, а также в Вилуйской синеклизе встречаются толщи *дочетвертичных* глинистых грунтов, которые находятся в многолетнемерзлом состоянии.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова «Исследование многообразия инженерно-геологических условий территории России».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаб 1: 2 500 000, 2012 г. <http://vsegei.ru/ru/info/gk-2500/jpeg/index.php> (Даты обращения: январь — март 2023).

Геокриология СССР. Средняя Сибирь. М.: Недра, 1989. 413 с.

Инженерная геология России. Т. I. Грунты России / Под ред. В.Т. Трофимова, Е.А. Вознесенского, В.А. Королева. М.: КДУ, 2011. 672 с.

Инженерная геология России. Т. III. Инженерно-геологические структуры России / Под ред. В.Т. Трофимова, Т.И. Аверкиной. М.: КДУ, 2015. 709 с.

Инженерная геология СССР. Т. 1–8. М.: Изд-во МГУ, 1976–1978.

Инженерная геология СССР. М.: Недра, 1990–1992.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаб 1:2 500 000. СПб., 2014. <http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/> (даты обращения: январь–март 2023).

Листы Государственной геологической карты масштаб 1:1000 000 2-го и 3-го поколений <http://webmapget.vsegei.ru/index.html> (даты обращения: январь–март 2023).

Пояснительная записка к Карте четвертичных образований Российской Федерации масштаб 1:2 500 000. СПб., 2013. <http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/> (даты обращения: январь–март 2023).

Статья поступила в редакцию 22.04.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 550.34

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-100-108

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СЕТЬ ЮЖНОГО СЕГМЕНТА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЗОНЫ РФ И ЕЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Дмитрий Викторович Костылев¹✉, Андрей Георгиевич Гоев²,
Наталья Владимировна Костылева³

¹ Сахалинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Южно-Сахалинск, Россия; Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, Москва, Россия; Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия; d.kostylev@imgg.ru✉, <http://orcid.org/0000-0002-8150-9575>

² Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, Москва, Россия; andr.goev@gmail.ru, <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия; n.kostyleva@imgg.ru, <http://orcid.org/0000-0002-3126-5138>

Аннотация. В работе представлены основные характеристики цифровой широкополосной сейсмической сети в южной части Дальневосточного региона РФ. Показано, что за последние 20 лет в инструментальном обеспечении сейсмических наблюдений в регионе произошел качественный скачок. Показано, что современная конфигурация сети отвечает не только своей непосредственной цели — мониторингу сейсмичности в регионе, но и предоставляет возможность исследовать особенности строения зоны фазовых переходов мантии. При анализе данных станции «Горный» методом Р-функций приемника были выявлены обменные волны от границ 410 и 660 км. Особенности наблюдаемых времен пробега могут быть объяснены либо пониженными сейсмическими скоростями относительно референтных согласно модели IASP91 либо аномалиями глубин залегания границ фаз.

Ключевые слова: Дальний Восток, субдукция, зона фазовых переходов мантии MTZ, метод р-функций PRF, обменные волны

Для цитирования: Костылев Д.В., Гоев А.Г., Костылева Н.В. Сейсмическая сеть южного сегмента Дальневосточной зоны РФ и ее возможности для изучения неоднородностей в верхней мантии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 100–108.

THE SOUTHERN RUSSIA FAR EASTERN SEISMIC NETWORK AND ITS CAPABILITIES FOR INVESTIGATING UPPER MANTLE HETEROGENEITIES

Dmitry V. Kostylev¹✉, Andrey G. Goev², Nataliya V. Kostyleva³

¹ Sakhalin Branch, Federal Research Center «Unified Geophysical Service» of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia; Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the RAS, Moscow, Russia; Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia; d.kostylev@imgg.ru✉, <http://orcid.org/0000-0002-8150-9575>

² Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the RAS, Moscow, Russia; andr.goev@gmail.ru, <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

³ Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia; n.kostyleva@imgg.ru, <http://orcid.org/0000-0002-3126-5138>

Abstract. This paper presents the key characteristics of a digital broadband seismic network in the southern part of the Russian Far East. It is shown that over the past 20 years, there has been a qualitative leap in the instrumental capabilities of seismic observations in the region. The modern configuration of the network not only fulfills its primary purpose — monitoring regional seismicity — but also enables the study of structural features in the mantle transition zone (MTZ). Analysis of data from the “Gorny” (GRNR) station using P-receiver functions (PRF) revealed converted waves from the 410 km and 660 km discontinuities. The observed travel time anomalies can be explained either by seismic velocities lower than those predicted by the IASP91 reference model or by anomalous depths of the MTZ boundaries.

Keywords: Far East, subduction, mantle transition zone MTZ, P-receiver functions PRF, converted waves

For citation: Kostylev D.V., Goev A.G., Kostyleva N.V. The southern Russia Far Eastern seismic network and its capabilities for investigating upper mantle heterogeneities. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 100–108. (In Russ.).

Введение. Активные континентальные окраины играют ключевую роль в изучении современных и древних геодинамических процессов. В последние годы, благодаря расширению сетей сейсмических станций и совершенствованию методов обработки данных, исследования этих зон значительно активизировались [Mishra, et al., 2020; Han, et al., 2020; Bianchi, et al., 2021]. Предметом изучения являются характеристики субдуцирующих плит, а также особенности их взаимодействия с различными оболочками Земли. В частности, внимание исследователей уделяется характеристикам зоны фазовых переходов мантии (mantle transition zone, MTZ) на глубинах 410 и 660 км в области взаимодействия с погружающейся океанической литосферой [Ishii and Ohtani, 2021; Goes, et al., 2022]. Это взаимодействие принципиально важно для геодинамики, так как контролирует два цикла мантийной конвекции — вовлекающую все вещество мантии, или только верхнюю ее часть.

Сейсмические границы 410 и 660 км связаны с фазовыми переходами оливина в более плотные фазы, сопровождающиеся значимым скачком плотности и сейсмических скоростей. На основе теоретических и экспериментальных данных показано, что эти фазовые переходы контролируются *P-T* условиями на данной глубине. Таким образом, в зонах субдукции при погружении холодной океанической литосферы глубина залегания границы 410 км уменьшается, а 660 км растет [Ishii, Ohtani, 2022]. При этом возможны два варианта взаимодействия слэба с границей 660 км — он может двигаться субгоризонтально по этой границе, не проникая в нижнюю мантию до своего разрушения и подъема вещества (вызывая верхнемантийную конвекцию), либо возможен прорыв границы и опускание вещества слэба к внешнему ядру Земли (в слой D") с последующим его подъемом мантийными плюмами. На основе глобальных томографических исследований показано, что в районе Охотского моря наблюдается разрыв границы 660 км и погружение слэба в нижнюю мантию, а в южной части Дальневосточного региона проникновение слэба в нижнюю мантию не наблюдается [Fukao, Obayashi, 2013].

Долгое время проведение исследований MTZ в южной части Дальневосточной зоны РФ (ЮДВО РФ) сдерживалось отсутствием качественных сейсмических данных. Для проведения детальных работ по изучению рельефа границ 410 и 660 необходимы длительные ряды высококачественных широкополосных сейсмограмм зарегистрированных распределенной площадной сетью сейсмических станций, которая долгое время отсутствовала на территории ЮДВО РФ. Данных редких одиночных сейсмических станций, таких как «Южно-Сахалинск», несмотря на их высокое качество, недостаточно для решения поставленной задачи.

Начиная с 2004 г. сейсмическая сеть региона получила существенное развитие и теперь насчитывает 23 широкополосные станции, распределенные по

большой территории, что впервые позволяет решать задачу изучения взаимодействия погружающегося тихоокеанского слэба с границами 410 и 660 км в ЮДВО РФ. Представленная работа посвящена современным характеристикам этой сейсмической сети и ее возможностям при изучении особенностей MTZ.

Создание и развитие цифровой сейсмической сети. В настоящий момент мониторинговая широкополосная сейсмическая сеть Сахалинского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (СФ ФИЦ ЕГС РАН) насчитывает 23 сейсмические станции, установленные на территориях Сахалинской области, Приморского и Хабаровского края, Амурской области, а также на побережье и островах северо-западной части Тихого океана, акваторий Охотского и Японского морей (рис. 1) [Sakhalin..., 2000]. Основной задачей сети является контроль за сейсмичностью территории, а также дискриминация регистрируемых сейсмических событий. При этом полученные архивы волновых форм могут быть использованы при решении широкого спектра задач структурной сейсмологии.

Сейсмическая сеть развивалась планомерно в течение многих лет в рамках различных между-

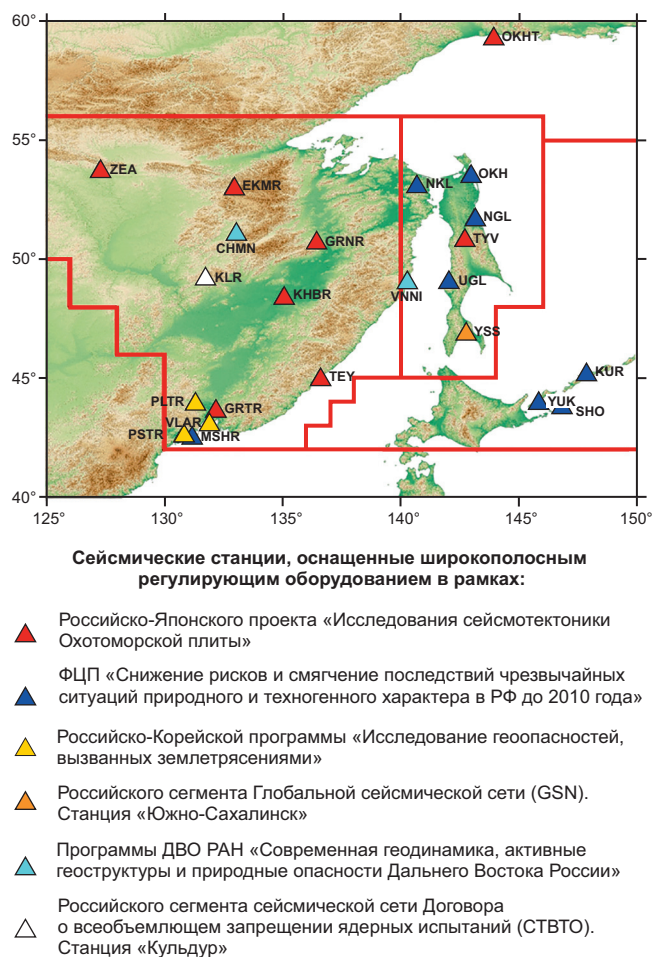


Рис. 1. Современное состояние цифровой широкополосной сейсмической сети в южной части Дальневосточной зоны РФ

народных проектов. Первым шагом к переходу к цифровым методам регистрации в исследуемом регионе стала установка в июне 1992 г. на сейсмической станции «Южно-Сахалинск» (YSS) [Hutt, 1993] цифровой широкополосной системы в рамках международной программы создания глобальной сети цифровых станций (Global Seismographic Network, GSN) исследовательского консорциума сейсмологии IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). Станция «Южно-Сахалинск» стала одной из 12 станций на территории Российской Федерации, вошедших в эту программу [Старовойт, Чернобай, 1994]. Более чем за 30 лет эксплуатации оборудования IRIS на сейсмической станции «Южно-Сахалинск» неоднократно модернизировалась система регистрации сейсмических сигналов, но основным компонентом весь этот период оставался знаменитый сверхширокополосный сейсмометр Streckeisen STS-1, способный регистрировать удаленные землетрясения в частотном диапазоне 0,003–10 Гц [Wielandt, Streckeisen, 1982].

Сейсмопавильон сейсмической станции «Южно-Сахалинск» был построен в 1958 г. Имеет глубину основания подземной части — 3,75 м и обеспечивает регистрацию сейсмических сигналов в условиях поддержания постоянной температуры, что позволяет получать высококачественные материалы для исследований. В настоящем исследовании используется архив волновых форм станции «Южно-Сахалинск» с 1992 г.

Еще одним высококачественным источником данных для исследований традиционно являются записи, полученные на сейсмической станции «Кульдур» (KLR). Станция была открыта в 1955 г. для проведения сейсмического контроля за ядерными испытаниями [Адушкин и др., 2016] и в настоящее время является частью российского сегмента сейсмической сети согласно «Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний» (СВВТО). В 2010 г. на станции было установлено цифровое оборудование (сейсмометр Streckeisen STS-2), записи которого были доступны для настоящего исследования с 2014 г.

Наиболее представительные наработки были получены на основе данных цифровой сети станций, установленных в 2005–2006 гг. на Дальнем Востоке по проекту «Исследования сейсмотектоники Охотоморской плиты» между Сообществом Университетов Японии, Геофизической службой Российской академии наук и Институтами РАН. В рамках проекта в 2005–2007 гг. на станциях «Оха» (OKH), «Тымовское» (TYV) (Сахалинская область); «Хабаровск» (KHBR), «Горный» (GRNR), «Охотск» (OKHT) (Хабаровский край); «Терней» (TEY), «Горнотаёжное» (GRTR) (Приморский край) и «Зея» (ZEA) (Амурская область) СФ ФИЦ ЕГС РАН установлены регистрирующие комплексы Datamark LS7000XT фирмы Nakusan Corporation (Япония) и широкополосные высокочувствительные

сейсмометры Streckeisen STS-2 [Miyamachi, et al., 2009]. Волновые формы, полученные установленной сетью, широко использовались в различных прикладных и фундаментальных научных работах: таких, как регистрация подземных ядерных взрывов в Северной Корее [Маловичко и др., 2010] или исследования уровня изменения сейсмического шума в период пандемии COVID-19 [Boginskaya, Kostylev, 2022]. В работах японских ученых, представленных на различных международных конференциях [Kasahara, et al., 2006; Suetsugu, et al., 2008; Obayashi, et al., 2009; Narita, et al., 2017], полученные данные были использованы, в том числе, для исследований строения литосферных плит и структуры верхней мантии, но, в сравнении с настоящей работой, материал этих исследований был ограничен значительно меньшим промежутком времени и был построен только по записям волновых форм сети этих восьми станций.

В настоящей работе использованы полные архивы сети станций с 2004 г. по настоящее время (для станции «Оха» до 2016 г., когда работа комплекта была остановлена) и именно они составили более 50% всего используемого материала. В связи с этим несколько подробнее остановиться на техническом оснащении и принципах работы сети. Сеть предназначена для регистрации в широком частотном диапазоне и оснащена, помимо широкополосного сейсмометра Streckeisen STS-2, также короткопериодными сейсмическими приборами (типа Sercel L4C-3D). Для обеспечения фильтрации возможных помех при питании от электросети используется специальный сглаживающий трансформатор, а для обеспечения автономной работы станции в случае отключения электроэнергии предусмотрены аккумуляторные батареи большой емкости, подзарядка которых производится цифровыми зарядными устройствами. Полная схема комплекта оборудования показана на рис. 2.

Проблемой для широкого применения материалов, получаемых станциями этой сети, являлось использование для хранения данных в регистраторах Datamark LS7000XT достаточно специфического формата win, разработанного в Earthquake Research Institute, The University of Tokyo и применение традиционной для сейсмических сетей Японии системы сбора и обработки данных [Urabe, Tsukuda, 1994]. Для конвертации данных формата win в общеизвестные форматы и дальнейшего их использования, в 2015 г. были разработаны программно-аппаратные методы [Костылев, 2016], позволившие обеспечить преобразование и передачу данных с оборудования сети станций в режиме близком к реальному времени на сервера информационно-обрабатывающего центра СФ ФИЦ ЕГС РАН с последующим архивированием данных, и таким образом, полностью интегрировать сеть станций Datamark в общую систему сбора сейсмологических данных [Костылев, 2021].

Важной характеристикой и показателем эффективности работы любой сейсмической станции

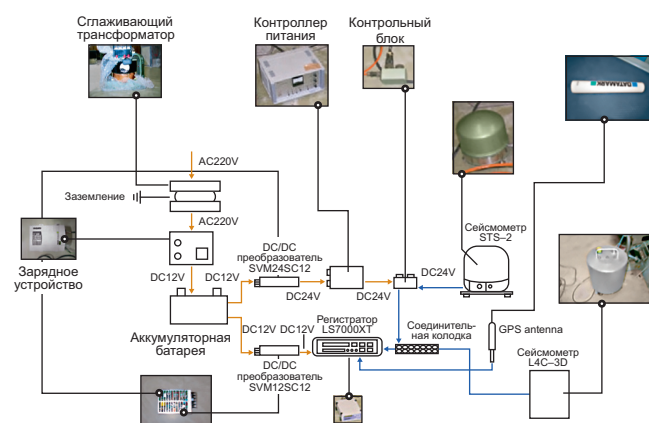


Рис. 2. Типичная схема организации работы мониторинговой сейсмической станции сети «Datamark»

является спектральная плотность сейсмического шума. Построение данной характеристики дает возможность оценить качество записей сейсмических событий, а также следить за исправностью оборудования. Для станций сети «Datamark» был проведен анализ уровня спектральной плотности мощности сейсмического шума относительно кривых существующей модели шума: NHNM (New High-Noise Model) и NLNM (New Low-Noise Model), являющихся ограничением допустимых значений [Peterson, 1993]. Чтобы построить график спектральной плотности мощности сейсмического шума используются записи сейсмического шума в ночной период для промежутков времени без зарегистрированных сейсмических событий и атмосферных явлений (порывы ветра, циклоны). Результаты представлены на рис. 3, где видно, что для станции «Охотск» (ОКНТ) в настоящее время наблюдается превышение эталонной модели высокого уровня шума (NHNM) на низких частотах, что, очевидно, связано с проблемами с оборудованием и затрудняет использование данных, получаемых от этой станции в исследовании.

В 2008 г. в ДВО РАН была утверждена Комплексная программа фундаментальных научных исследований «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России». В рамках данной программы в Дальневосточном регионе предусматривалось создание инструментальной сети из семи пунктов непрерывных сейсмологических наблюдений на базе широкополосных сейсмических датчиков производства компании Refraction Technology (США) — RefTek 151-120 [Ханчук и др., 2011]. По различным причинам, часть пунктов так и не была открыта, а часть проработала непродолжительное время. В данном исследовании использованы материалы, полученные пунктами наблюдений «Ванино» (VNNI) и «Чегдомын» (CHMN).

Окончательный переход на цифровые методы регистрации на о. Сахалин и Курильских островах произошел в рамках работ по Федеральной целевой программе (ФЦП) «Снижение рисков и смягчение

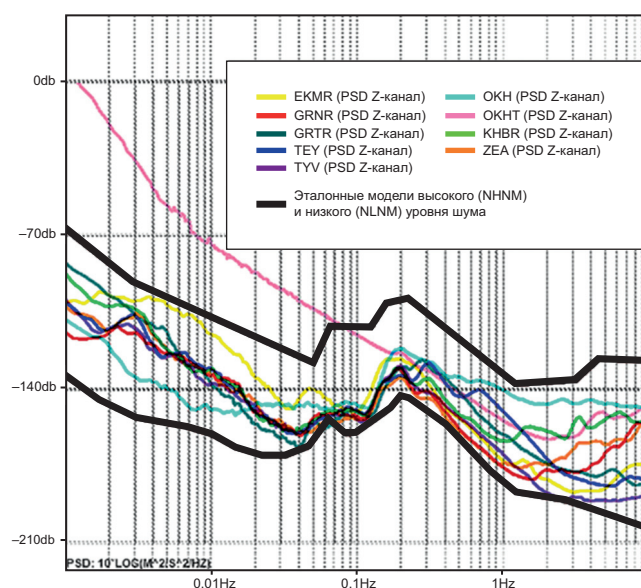


Рис. 3. Графики спектральной плотности мощности сейсмического шума в сопоставлении с модельными кривыми NLNM и NHNM (черные кривые) по [Peterson, 1993] станций сети «Datamark» по состоянию на 01.01.2024

последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2010 года». Геофизической службой РАН, в рамках работ по ФЦП, была создана сейсмическая подсистема Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России (СП СПЦ) [Чебров, 2007]. Первая очередь сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами была введена в опытную эксплуатацию в 2008 г., когда были созданы три региональных информационно-обрабатывающих центра (РИОЦ) Геофизической службы РАН («Петропавловск-Камчатский», «Южно-Сахалинск», «Владивосток») и сеть сейсмологических наблюдений, состоящая из опорных и вспомогательных станций, а также пунктов регистрации сильных движений [Чебров и др., 2009]. Все станции Сахалина и Курильских островов, вошедшие в СП СПЦ, были оснащены новейшим сейсмическим оборудованием [Мишаткин и др., 2011]. Основным оборудованием станций СП СПЦ стало хорошо зарекомендовавшее себя оборудование известных фирм: сейсмометры Guralp Systems Limited (UK) и регистраторы сейсмических сигналов GeoSIG Ltd (Switzerland). Для опорных станций сети СП СПЦ используются широкополосные сейсмометры с полосой пропускания до 120 с — Guralp CMG-3 (в различных исполнениях), а для вспомогательных станций — сейсмометры Guralp CMG-6T (с полосой пропускания 30 с). Кроме того, все станции сети дополнительно оснащены акселерометрами Guralp CMG-5T. Типовая блок-схема оснащения станций СП СПЦ представлена на рис. 4.

Несмотря на достаточно продолжительный период непрерывной эксплуатации в сложных природных условиях, сеть станций СП СПЦ и в настоящее время показывает высокие показатели надежности (в 2024 г. процент наличия данных по всем станциям

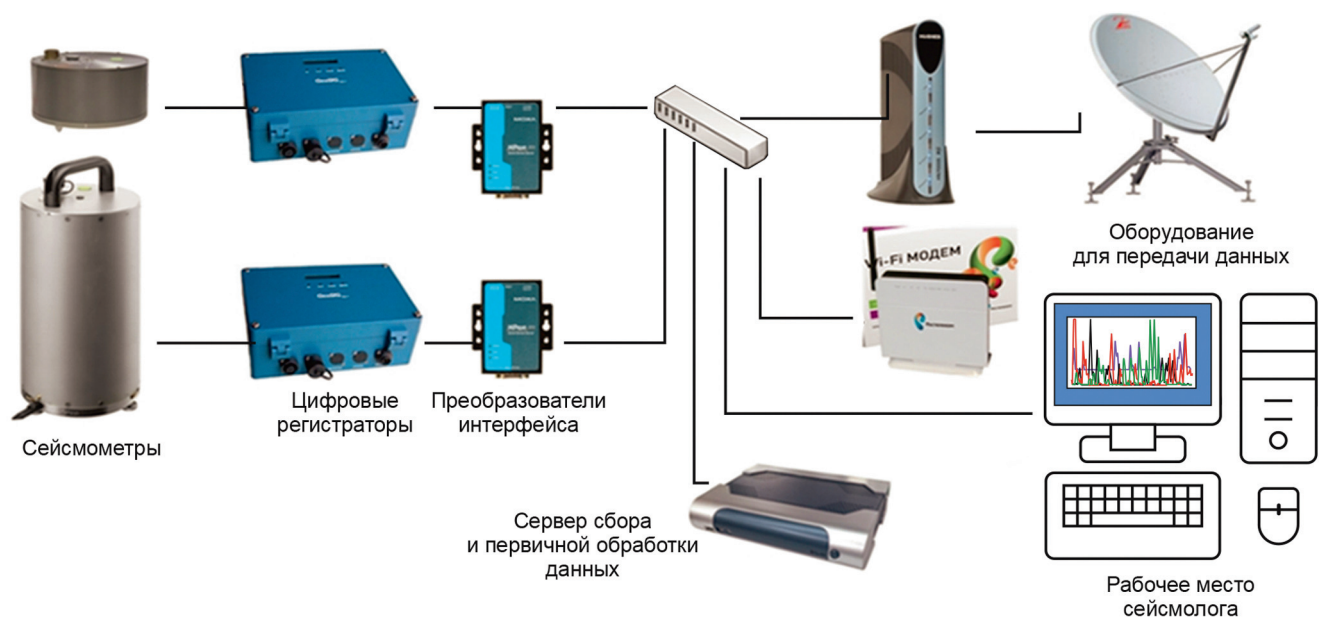


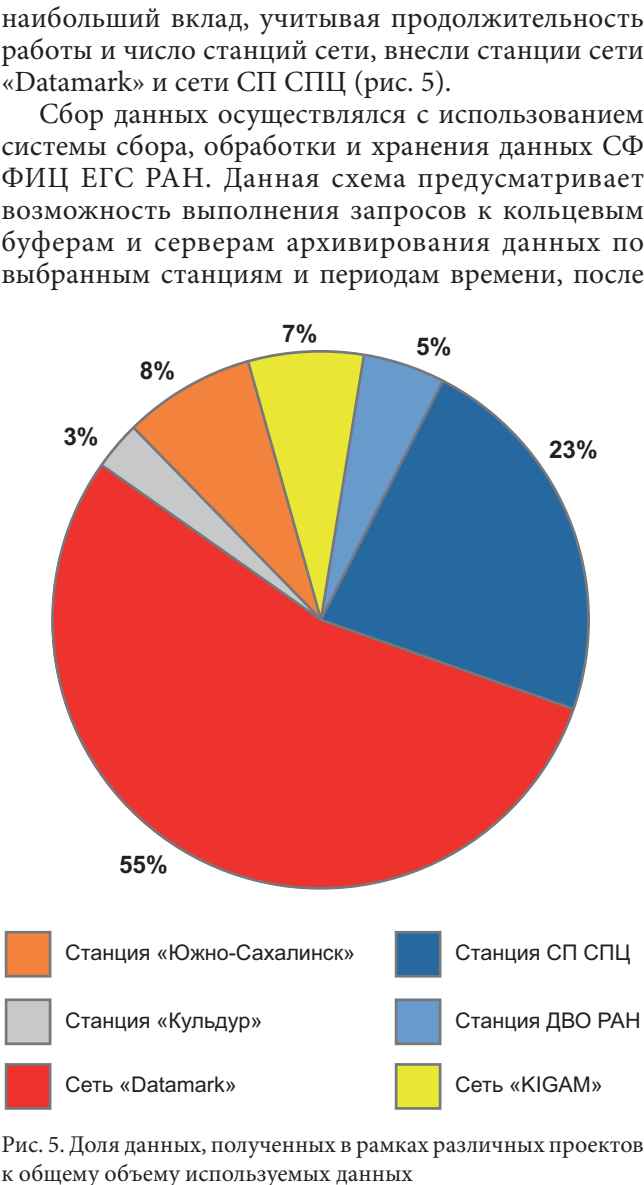
Рис. 4. Типовая блок-схема оснащения станций Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России

сети СП СПЦ составил 90%) и ее данные активно задействованы в исследовании положения границ 410 и 660 км.

Еще одной сейсмической сетью, ведущей регистрацию с использованием широкополосных сейсмометров, является сеть на юге Приморского края, установленная при реализации Российско-Корейской программы по «Исследованию геопас-ностей, вызванных землетрясениями» [Наумов, Овчаренко, 2021]. В рамках программы в 2014 г. специалистами Корейского института географии и минеральных ресурсов (KIGAM, Korea Institutes of Geoscience and Mineral Resources) на сейсмической станции «Владивосток» (VLAR) установлен сейсмометр Guralp CMG-40T (полоса пропускания до 30 с). В дальнейшем (в 2016–2018 гг.) специалисты Геофизической службы РАН и специалисты KIGAM ввели в строй сейсмические станции с аналогичным оборудованием в поселках Посъет (PSTR) и Полтавка (PLTR), а в декабре 2020 г. на станции «Посъет» был дополнительно установлен сейсмометр Nanometrics Trilium TH120-2 (с полосой пропускания до 120 с). Материалы данных станций, в сочетании со станцией СП СПЦ «Мыс Шульца» (MSHR) [Долгих и др., 2010], расположенной в том же районе, внесли значительный вклад в проводимое исследование, что особенно важно, учитывая их расположение в непосредственной близости к сочленению Цен-трально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.

Полная информация о станциях, используемом на них оборудовании и объеме архивных данных, полученных от каждой станции в данной работе, представлена в таблице.

В исследовании использовано более 75 000 часо-вых отрезков сейсмических событий, полученных по материалам записей волновых форм от всех станций, приведенных в таблице. Как и было указано выше,



Таблица

Основные сведения о сейсмических станциях сети

№	Сейсмическая станция	Код	Дата установки широкополосного оборудования (его демонтажа)	Координаты и высота над уровнем моря			Тип оборудования	Частотный диапазон	Начало архива
				Lat	Lon	h, м			
1	Ванино	VNNI	2009	49,091	140,255	91	RefTek 151-120 + 130-01	50 Гц — 120 с	2012
2	Владивосток	VLAR	01.06.2014	43,120	131,885	61	CMG-40T+Q330	50 Гц — 30 с	2017
3	Горнотаежное	GRTR	23.08.2006 (30.09.2022)	43,701	132,163	256	STS-2+LS7000XT	50 Гц — 120 с	2006
4	Горный	GRNR	13.08.2005	50,763	136,449	470	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2005
5	Зея	ZEA	29.07.2006	53,757	127,286	273	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2006
6	Кульдур	KLR	06.10.2010 (23.01.2020) 23.01.2020	49,236	131,738	486	STS-2 + EVROPA STS-2+Q330-HR	50 Гц — 120 с 50 Гц — 120 с	2014
7	Курильск	KUR	05.09.2010	45,231	147,873	40	CMG-3+ GSR-24	50 Гц — 120 с	2012
8	Малокурильское	SHO	30.11.2009	43,870	146,834	30	CMG-3+ GSR-24	50 Гц — 120 с	2012
9	Мыс Шульца	MSHR	01.10.2008	42,580	131,157	84	CMG-3+ GSR-24	50 Гц — 120 с	2012
10	Николаевск-на-Амуре	NKL	21.06.2013 (12.08.2016) 22.12.2016	53,146	140,681	15	CM3OC + UGRA CMG-6TD	15 Гц — 50 с 50 Гц — 30 с	2013
11	Ноглики	NGL	18.09.2010	51,783	143,126	9	CMG-6TD	50 Гц — 30 с	2012
12	Оха	OKH	29.06.2005 (22.06.2016) 28.11.2009	53,602	142,946	20	STS-2+ LS7000XT CMG-3+ GSR-24	50 Гц — 120 с 50 Гц — 120 с	26.06.2005– 22.06.2016 с 2012
13	Охотск	OKHT	15.08.2007	59,360	143,236	5	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 30 с	2007
14	Полтавка	PLTR	01.02.2018	44,027	131,325	105	CMG-40T+ Q330-HRS	50 Гц — 30 с	2018
15	Посъет	PSTR	01.12.2016	42,651	130,804	41	CMG-40T+ Q330-HRS	50 Гц — 30 с	2017
16	Терней	TEY	30.09.2005	45,062	136,601	45	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2005
17	Тымовское	TYV	26.06.2005	50,865	142,675	150	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2005
18	Углегорск	UGL	12.09.2010	49,077	142,066	31	CMG-6TD	50 Гц — 30 с	2012
19	Хабаровск	KNBR	11.08.2005	48,473	135,052	58	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2005
20	Чегдомын	CHMN	2009	51,137	133,041	482	RefTek 151-120 + 130-01	50 Гц — 120 с	2012
21	Экимчан	EKMR	21.09.2015	53,073	132,949	530	STS-2+ LS7000XT	50 Гц — 120 с	2015
22	Южно-Курильск	YUK	20.08.2010 (17.02.2016) 18.02.2016	44,035	145,861	23	CMG-3+ GSR-24 CMG-6TD	50 Гц — 120 с 100 Гц — 30 с	2010
23	Южно-Сахалинск	YSS	14.06.1992 (22.10.2013) 22.10.2013	46,959	142,760	110	STS-1+ Q680 STS-1 +Q330HR	10 Гц — 360 с 10 Гц — 360 с	1992

чего материалы, полученные в формате miniseed, на выделенной рабочей станции с использованием программного комплекса DIMAS [Дрознин, Дрознина, 2010] преобразовываются в формат SAC для проведения дальнейшего анализа в программном комплексе SeismicHandler — интерактивной программе анализа волновых форм, разработанной в сейсмологической обсерватории Грэфенберг, Германия.

Использование данных сейсмической сети СФ ФИЦ ЕГС РАН для исследований МТЗ на примере станции «Горный». Одним из наиболее эффективных способов выявления особенностей залегания границ 410 и 660 км, основываясь на записях распределенных сейсмических сетей, является метод

P-функций приемника (PRF) [Vinnik, 1977]. Методика давно и успешно применяется в различных геодинамических обстановках и подробно описана в [Винник, 2019]. Главные аспекты теории таковы — анализируются обменные P-S волны, сформировавшиеся на контрастных сейсмических границах при прохождении через них продольных волн телесейсмических событий. Для анализа отбираются сейсмограммы землетрясений, произошедших на эпицентральных расстояниях 35–100° с магнитудой $M > 5,5$. Важно, чтобы записи первой падающей P-волны имели «импульсную» форму и отношение сигнал/шум не менее 3. Далее, в процессе обработки отобранные сейсмограммы фильтруются в диапазо-

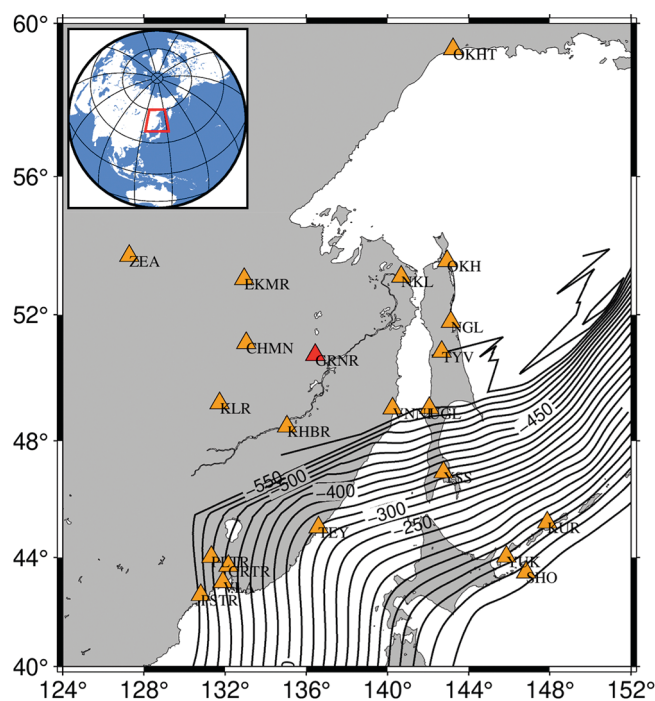


Рис. 6. Карта исследований Южной части Дальневосточной зоны РФ. Оранжевыми треугольниками показаны станции сейсмической сети; красным — анализируемая станция GRNR. На врезке изучаемый регион выделен красным. Изолиниями приведена глубина залегания кровли субдицирующего Тихоокеанского слэба согласно стандартной модели [Hayes, et al., 2018]

не периодов 5–30 с, стандартизируются посредством деконволюции и суммируются.

Для выявления обменных волн от глубинных границ индивидуальные PRF суммируются с поправками, которые зависят от параметра луча данной падающей волны и глубины границы обмена (строится стек). С целью усиления амплитуды обменной волны от сейсмической границы на данной глубине, индивидуальные PRF приводятся к одним значениям параметра луча — 6,4 с/град, а затем для каждой целевой глубины и для каждого события, рассчитываются индивидуальные временные поправки, на которые сдвигается каждая трасса перед суммированием. Согласно стандартной модели строения Земли IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991], обменные волны от границ 410 и 660 км для данного параметра луча должны наблюдаться на сейсмограмме на временах 44 и 67,9 с, соответственно [Структура..., 1988]. Здесь и далее за 0 принимается время вступления первой продольной волны. Таким образом, целевые обменные волны можно идентифицировать и анализировать с целью выявления характеристик MTZ.

В качестве примера использования методики PRF к данным ЮДВО РФ была выбрана сейсмическая станция GRNR (рис. 6). Выбор обусловлен тем, что станция работает достаточно давно и архив сейсмограмм включает записи за период около 20 лет, кроме того, станция была установлена в рамках сети «Datamark», на которую приходится более половины имеющегося архива данных (рис. 6).

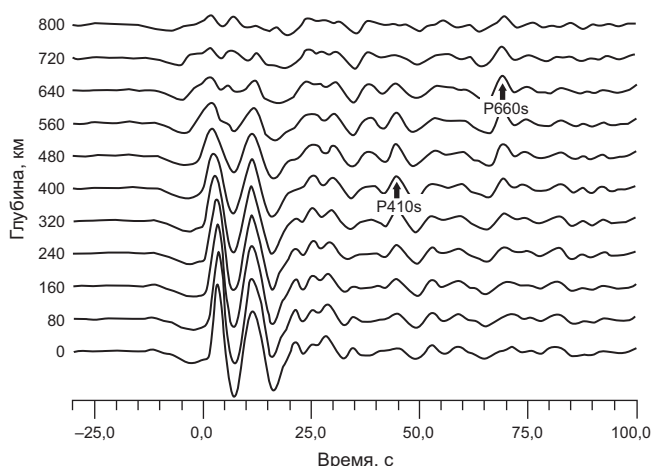


Рис. 7. Стек записей PRF для станции GRNR. Отмечены фазы обменных волн Ps от границ зоны фазовых переходов 410 и 660 км

В результате анализа и обработки архива данных станции GRNR было отобрано несколько тысяч волновых форм, отвечающих приведенным выше критериям, и по ним было рассчитано 820 индивидуальных PRF. Такой объем данных свидетельствует о высоком качестве используемого сейсмического материала. По полученным данным был построен стек (рис. 7), на котором уверенно выделяются обменные волны от целевых границ 410 и 660 км. Более того, наблюдается «фокусировка» — максимизация амплитуд на трассах, отвечающих ожидаемым глубинам. Такой эффект свидетельствует о широком диапазоне эпицентральных расстояний в отобранном наборе данных. Обменные волны P410s и P660s наблюдаются на временах 44,8 и 69,1 с, соответственно (за 0 принимается время вступления первой Р-волны). Каждая из целевых фаз регистрируется значительно позже ожидаемых времен, составляющих 44,0 и 67,9 с. Их разность, составляющая с учетом ошибки 24,3 с, близка к «стандартному» значению 23,9 с. Такие результаты могут свидетельствовать либо о существенно меньших скоростях в верхней мантии, либо об аномалии в глубинах залегания границ 410 и 660 км. Для более точных выводов необходима обработка и систематизация данных остальных сейсмических станций СФ ФИЦ ЕГС РАН (рис. 1).

Выводы. Современная конфигурация сейсмической сети в южной части Дальневосточного региона РФ представляет из себя площадную сеть из 23 постоянно действующих широкополосных сейсмических станций, установленных в рамках различных российских и международных проектов. Большая часть станций функционируют около 20 лет, что обеспечивает наличие существенного архива данных.

На примере сейсмической станции «Горный» (GRNR) показана возможность применения метода Р-Т-функций приемника для выявления и анализа особенностей залегания границ MTZ на глубинах, близких к 410 и 660 км. На суммарных трассах индивидуальных PRF уверенно выявлены обменные

волны от искоемых границ. Каждая из целевых фаз регистрируется значимо позже ожидаемых времен с невязками около 1 с, при этом их разность близка к «стандартному» значению 23,9 с. Особенности наблюдаемых времен пробега могут быть объяснены либо пониженными, относительно референтных согласно модели IASP91, сейсмическими скоростями,

либо аномалиями глубин залегания границ МТЗ. Анализ данных остальных станций сети позволит сделать более однозначные выводы о особенностях этих границ.

Финансирование. Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (грант № 25-27-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. «Михнево»: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 108–119.

Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. М.: Наука, 1988. 221 с.

Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 16–27.

Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чебров В.Н., Шевченко Ю.В. Геофизический полигон «Мыс Шульца» // *Вестник ДВО РАН*. 2010. № 5(153). С. 165–169.

Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // *Сейсмические приборы*. 2010. Т. 46, № 3. С. 22–34.

Костылев Д.В. Состояние сейсмологической сети Сахалинского филиала ФИЦ ЕГС РАН // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы XI Международной сейсмологической школы. Чолпон-Ата, Кыргызстан, 12–16 сентября 2016 г.* Обнинск: Единая геофизическая служба РАН, 2016. С. 169–172.

Костылев Д.В. Формирование единой системы сбора сейсмологической информации в Сахалинском филиале ФИЦ ЕГС РАН // *Российский сейсмологический журнал*. 2021. Т. 3, № 1. С. 41–53.

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями // *Вестник НЯЦ РК*. 2010. № 3. С. 45–52.

Мишаткин В.Н., Захарченко Н.З., Чебров В.Н. Технические средства сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами // *Сейсмические приборы*. 2011. Т. 47, № 1. С. 26–51.

Наумов С.Б., Овчаренко В.В., Jeong B.S., Kim Y.W. Развитие сети сейсмических станций в Приморье // *Физика геосфер: Материалы конф. Владивосток, 6–10 сентября 2021 г.* Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2021. С. 77–80.

Старовойт О.Е., Чернобай И.П. Участие России в международных проектах по сейсмическим наблюдениям // *Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень*. М.: МЧС РФ и РАН, 1994. № 2. С. 33–40.

Ханчук А.И., Коновалов А.В., Сорокин А.А. и др. Инструментальное и информационно-технологическое обеспечение сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке России // *Вестн. ДВО РАН*. 2011. № 3(157). С. 127–137.

Чебров В.Н. Развитие системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // *Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр»*. Серия: Науки о Земле. 2007. № 1(9). С. 27–36.

Чебров В.Н., Гусев А.А., Гусяков В.К. и др. Концепция развития системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // *Сейсмические приборы*. 2009. Т. 45, № 4. С. 41–57.

Bianchi M.B., Assumpção M., Koch C., Beck S. Effect of the cold Nazca Slab on the depth of the 660 km discontinuity in South America // *J. South American Earth Sci.* 2021. Vol. 112. Pt. 1. 103607.

Boginskaya N.V., Kostylev D.V. Change in the level of microseismic noise during the COVID-19 pandemic in the Russian Far East // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. No. 179. P. 4207–4219.

Fukao Y., Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. Vol. 118. P. 5920–5938.

Goes S., Yu C., Ballmer M.D., et al. Compositional heterogeneity in the mantle transition zone // *Nature Review Earth and Environment*. 2022. Vol. 3. P. 533–550.

Han R., Li Q., Huang R., Zhang H. Detailed structure of mantle transition zone beneath southeastern China and its implications for thinning of the continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2020. Vol. 789. 228480.

Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., et al. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // *Science*. 2018. Vol. 362. P. 58–61.

Hutt C. Installation of Yuzhno-Sakhalinsk // *IRIS Newsletter*. 1993. Vol. 12, No. 1. P. 12–17.

Ishii T., Ohtani E. Dry metastable olivine and slab deformation in a wet subducting slab // *Nature Geoscience*. 2021. Vol. 14. P. 526–530.

Kasahara M., Miyamachi H., Ivashchenko A., et al. New Broad-Band Seismic Network for Imaging the Stagnant Slab beneath the Far Eastern Russia // *Abstracts of Japan Geoscience Union Meeting*. Chiba, Japan, 14–18 May 2006. P. I222–P020.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophysical Journal International*. 1991. Vol. 105. P. 429–465.

Mishra S., Prajapati S., Teotia S.S. Mantle Transition Zones (MTZ) discontinuities beneath the Andaman Subduction Zone // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. DOI: 10.1016/j.jseas.2019.104102.

Miyamachi H., Ichiyanagi M., Maeda T. Construction of the broadband seismic network in Far Eastern Russia for imaging the stagnant slab // *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*. 2009. No. 72. P. 37–49.

Narita R., Hamada K., Yoshizawa K., et al. 3-D upper mantle structure beneath the Sea of Japan with inter-station surface-wave analysis using multiple seismic arrays // *Abstracts of JpGU-AGU Joint Meeting 2017*. Chiba, Japan, 20–25 May 2017. P. SIT29-P04.

Obayashi M., Yoshimitsu J., Suetsugu D., et al. Slab image improved by Stagnant Slab Project seismic networks // *Ab-*

stracts of Japan Geoscience Union Meeting. Chiba, Japan, 16–21 May 2009. P. I131-P012.

Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1993. 93–322.

Sakhalin Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences. Sakhalin Regional Seismic Network of the Russian Federation [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks, 2000. DOI: 10.7914/2w5r-ea46.

Suetsugu D., Kasahara M., Takahashi H., et al. The mantle discontinuity depths beneath the Russian Far East as determined by Japan–Russia cooperative broadband network // Abstracts of the 7th General Assembly of Asian Seismological

Commission and Seismological Society (ASC 2008). Tsukuba, Japan, 24–27 November 2008. P. 102.

Urabe T., Tsukuda S. WIN-A program on workstation for support of manual phase picking process on seismograms recorded by microearthquake observation network // Programme and Abstract. Seismological Society of Japan. 1994. No. 2. P. 41.

Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. Vol. 15. P. 39–45.

Wielandt E., Streckeisen G. The Leaf-Spring Seismometer: Design and Performance // Bulletin of the Seismological Society of America. 1982. Vol. 72, No. 6. P. 2349–2367.

Статья поступила в редакцию 18.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 550.34.062

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-109-116

ОСОБЕННОСТИ ПОДБОРА ОПТИМАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ МОРСКИХ ПНЕВМОИСТОЧНИКОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ РАБОТ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Марк Витальевич Алёшкин ✉

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mark_aleshkin@mail.ru ✉,
<https://orcid.org/0000-0002-4920-3197>

Аннотация. В практике сейсморазведки высокого разрешения выбор параметров источника или группы источников часто осуществляется эмпирически или на основе предыдущих исследований без адаптации к региону. Такой подход не является корректным и зачастую приводит к снижению информативности получаемых данных. В связи с этим актуальной задачей становится разработка методики оптимизации параметров пневмоисточников, направленной на повышение эффективности сейсмических исследований.

Ключевые слова: сейсморазведка высокого разрешения (СВР), морская сейсморазведка, пневмоисточники, инженерно-геофизические исследования, оптимизация параметров

Для цитирования: Алёшкин М.В. Особенности подбора оптимальных параметров морских пневмоисточников при проведении работ по исследованию верхней части разреза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 109–116.

FEATURES OF THE SELECTION OF OPTIMAL PARAMETERS OF MARINE PNEUMATIC SOURCES WHEN CONDUCTING WORK ON THE STUDY OF THE UPPER PART OF THE SECTION

Mark V. Aleshkin ✉

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mark_aleshkin@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-4920-3197>

Abstract. In high-resolution seismic surveys, source parameters — whether for single sources or source arrays — are often selected empirically or based on prior studies without proper regional adaptation. This approach is methodologically flawed and frequently results in reduced data quality and interpretability. Consequently, there is a pressing need to develop a systematic methodology for pneumatic source optimization to enhance the efficiency and effectiveness of seismic surveys.

Keywords: high-resolution seismic exploration (HRSE), marine seismic exploration, pneumatic sources, engineering geophysical research, optimization of parameters

For citation: Aleshkin M.V. Features of the selection of optimal parameters of marine pneumatic sources when conducting work on the study of the upper part of the section. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 109–116. (In Russ.).

Введение. В связи с усложнением задач, ставящихся перед инженерно-геофизическими исследованиями на акваториях, возникает необходимость получения максимально информативных данных высокого качества. Поэтому еще на этапе планирования и проектирования работы необходимо закладывать оптимальные параметры пневмоисточников, оптимизируя их для конкретных условий и геологического строения.

При работах методом сейсмики высокого разрешения (СВР) очень часто параметры источника, или группы источников, выбираются эмпирически или основываясь на схожих работах прошлых лет без привязки к региону. Такой подход не является корректным и очень часто не позволяет в процессе работ получить максимально информативные данные [Алёшкин, 2017].

Для проведения работ СВР обычно используются пневмоисточники малого объема: Sleeve Gun 10,20,

40 куб. дюймов, Bolt 1500 LL 40, 80 куб. дюймов, ПИ «Пульс», ПИ «Малыш» и др.

Комбинирование пневмоисточников различного объема в кластеры и изменение геометрии кластера пневмоисточников позволяет получить конфигурацию и методику возбуждения импульса давления (сигнатуры) для разнообразных условий, что позволяет управлять интенсивностью и формой зондирующего сигнала, добываясь оптимального сигнала (сигнатуры) для конкретных условий [Алёшкин, 2017].

При планировании работ необходимо анализировать большое количество параметров, влияющих на качество получаемого материала предыдущих работ (геофизических, геологических и др.), в том числе и характеристики источника: геометрия группы, объем, характеристики направленности, глубина буксировки и др. [Гуленко, 2003].

Расчет и анализ вышеперечисленных параметров позволяет прогнозировать получаемые результаты

и анализировать зондирующий импульс (сигнатуру) на этапе, предшествующем проведению работ.

В работе рассматриваются вопросы выбора оптимальных параметров морских пневмоисточников для исследований верхней части разреза.

Актуальность проблематики. В аппаратном комплексе морской сейсморазведки одним из наиболее важных элементов являются источники упругих колебаний, в значительной степени определяющие геологическую эффективность, разрешающую способность и глубину проникновения сейсмического сигнала [Калинин и др., 1976].

Метод СВР — технология, обеспечивающая высокую разрешающую способность исследований (от 0,5 до 5 м по вертикали) при умеренной глубинности метода (до 500–1500 м). Данный метод занимает промежуточное положение между классической сейсморазведкой на акваториях и сейсморазведкой сверхвысокого разрешения (ССВР), сочетая детальность и достаточную глубину исследования при проведении работ на мелких месторождениях нефти и газа, изучения геологических разломов и проведении инженерных изысканий для детализации верхней части получаемого разреза (ВЧР) и анализе геологических опасностей.

Выбор оптимальных параметров морских пневмоисточников для исследований верхней части разреза методом СВР действительно требует комплексного подхода, учитывающего геологические особенности района и технические характеристики оборудования. При проектировании системы возбуждения сигнала на основе пневмоисточников необходимо учитывать комплекс взаимосвязанных параметров, определяющих эффективность зондирования. Основное внимание уделяется оптимизации соотношения между разрешающей способностью, глубинностью исследований и качеством получаемых данных.

Геометрия группы источников играет критическую роль в формировании характеристик излучаемого сигнала. Применение групповой конфигурации вместо одиночного источника позволяет существенно улучшить направленные свойства системы. Правильно подобранное расстояние между источниками, зависящее от рабочего частотного диапазона и целевой глубины исследований, обеспечивает оптимальную диаграмму направленности. В частности, для изучения ВЧР наиболее эффективны компактные группы с минимальными интервалами между источниками, что позволяет сохранять высокую частотную составляющую сигнала. Изменение направленности излучения является важным геометрическим параметром, поддающимся управлению через конфигурацию группы источников. Применение синфазного возбуждения отдельных элементов группы позволяет формировать требуемую диаграмму направленности с минимальным уровнем боковых лепестков [Giles, et al., 1973].

Объем источника находится в прямой зависимости с энергетическими характеристиками сигнала и его частотным составом. Увеличение объема приводит к росту мощности излучения, но одновременно вызывает снижение высокочастотных компонент. Для детальных исследований верхних горизонтов (с разрешением до 0,5 м) оптимальны малогабаритные источники объемом 20–80 куб. дюймов, генерирующие сигнал в диапазоне 50–250 Гц.

Глубина буксировки источников существенно влияет на спектральный состав сигнала и качество получаемых данных. Оптимальное положение источников в водном слое (обычно 1–5 м) определяется компромиссом между сохранением высокочастотной составляющей, минимизацией влияния вторичных пульсаций и волной-спутником. Слишком малая глубина приводит к усилению интенсивных низкочастотных осцилляций пузыря, тогда как чрезмерное заглубление вызывает нежелательное ослабление высокочастотной части спектра [Степанов и др., 2018].

Рекомендации по оптимизации параметров:

- **предварительное**, например, с помощью программ типа *SeisOpt*, *Gundalf*) помогает подобрать оптимальные настройки;
- **полевые тесты** (различные объемы, глубины, конфигурации) перед основными работами;
- **анализ исторических данных** (если есть) для учета региональных особенностей.

ЧТО?

Для успешного проведения работ необходимо подобрать оптимальные параметры источника. Обычно такие параметры как отношение peak-to-peak, peak-to-bubble, частотный состав, конфигурация кластера (рис. 1) моделируются перед проведением работ [Hopperstad, et al., 2006].

Теоретический анализ. Оптимальный параметр заглубления источника выбирается исходя из требований к частотному составу сигнала. При работе с пневматическим источником важно учитывать волну-спутник и ее влияние на форму сигнала (рис. 2; 3).

При выборе оптимального заглубления группы пневмоисточников и приемников руководствуются формулой

$$h_{\text{и}} = h_{\text{п}} = \frac{c}{4f},$$

$$\frac{\omega h_{\text{и}}}{c} = \frac{2\pi f_0 h_{\text{и}}}{c} = \pi \Rightarrow f_0 = \frac{c}{2h_{\text{и}}},$$

где f_0 — центральная частота, c — скорость в воде, $h_{\text{и}}$ — глубина погружения источника, $h_{\text{п}}$ — глубина погружения приемника, ω — круговая частота.

Не всегда стоит опираться на оптимальный параметр заглубления, учитывая современные тенденции в комплексах обработки сейсмических данных существует тенденция к усовершенствованному применению алгоритмов подавления волны-спутника.

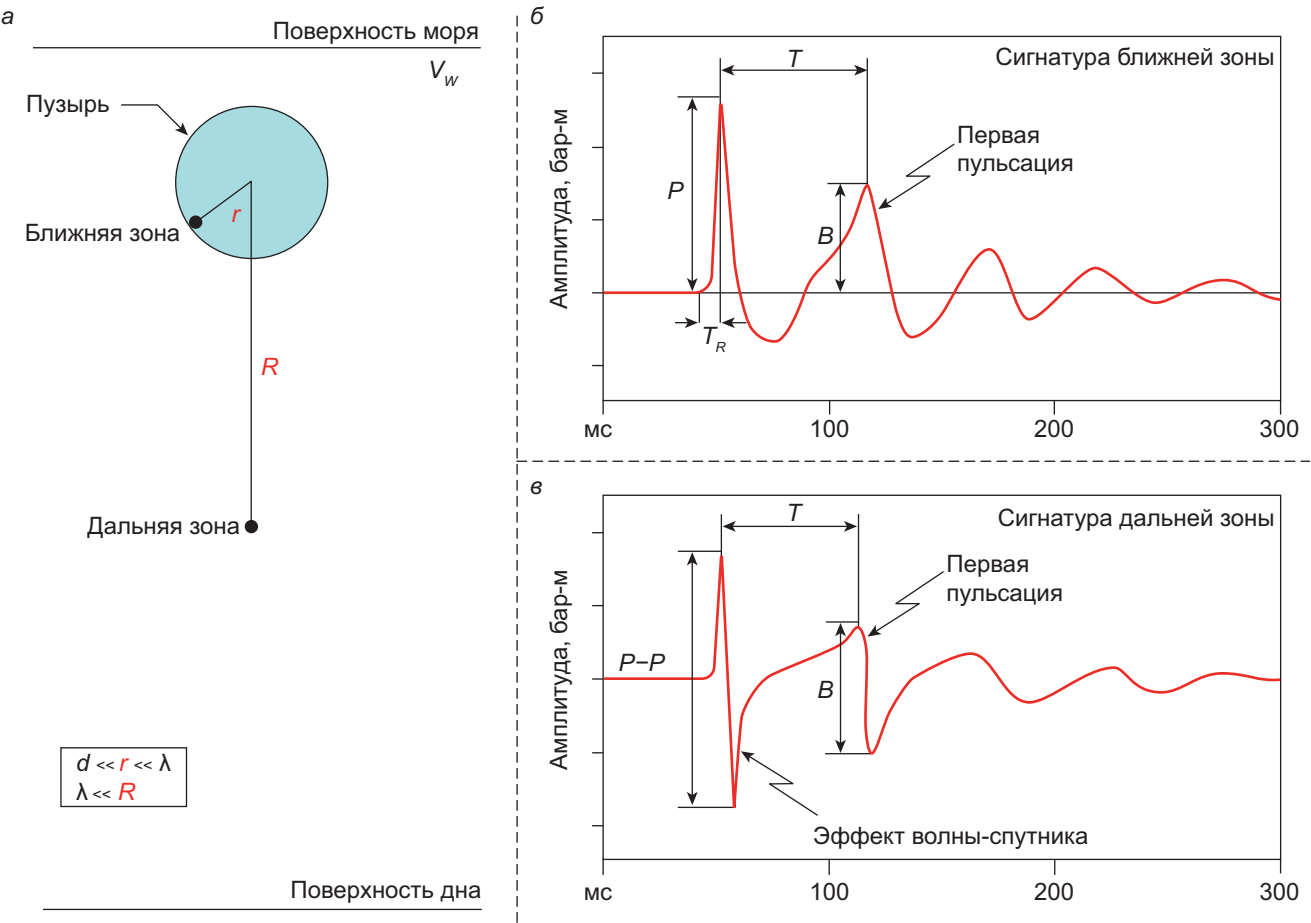


Рис. 1. Схема образования вторичной пульсации (а) и ее влияние на сигнатуру ближней (б) и дальней зоны (в) [Dragoset, 1990]

В связи с этим при проведении работ зачастую выбирается такое заглубление, при котором становится возможным отделение волны-спутника как за источник, так и за приемник для успешной реализации алгоритмов подавления волны-спутника. Единственным необходимым требованием при использовании такой методики остается сохранение постоянного заглубления источника и приемника вдоль профиля.

Для получения оптимального результата необходимо рассмотреть множество конфигураций групп источников, которые очень часто используются при проведении работ на изучение верхней части разреза (рис. 4; 5) [Dragoset, 2003].

Геометрия группы. Анализ параметров излучения пневматических источников демонстрирует существенную вариативность зависимости амплитуды давления от объема камеры в зависимости от конфигурации системы — геометрии группы. В случае изолированного источника наблюдается характерная степенная зависимость с показателем $1/3$, где двукратное увеличение объема приводит к возрастанию амплитуды давления лишь приблизительно в 1,26 раза, что обусловлено фундаментальными закономерностями динамики пузырьковых колебаний.

Для групповых конфигураций с достаточным межэлементным расстоянием, исключающим взаи-

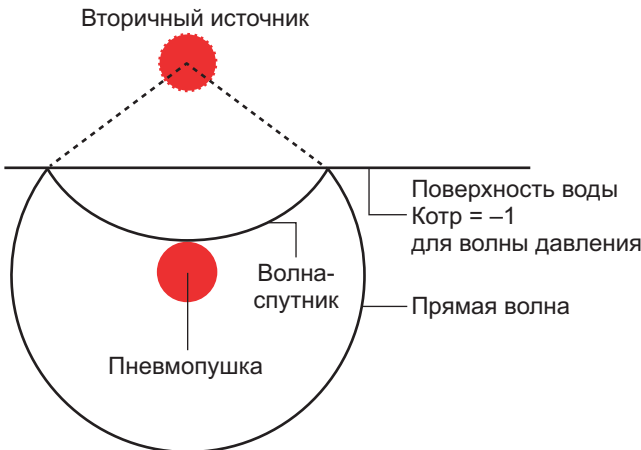


Рис. 2. Схема образования волны спутника

модействие между источниками, устанавливается линейная зависимость, при которой каждый элемент системы функционирует независимо. В кластерных же системах, где наблюдается частичное взаимодействие элементов, проявляется промежуточная зависимость с показателем степени около $2/3$, представляющая собой оптимальный баланс между эффективностью излучения и компактностью системы.

Полученные результаты имеют важные следствия. Ключевое значение приобретает не объем отдельных источников, а их общее количество

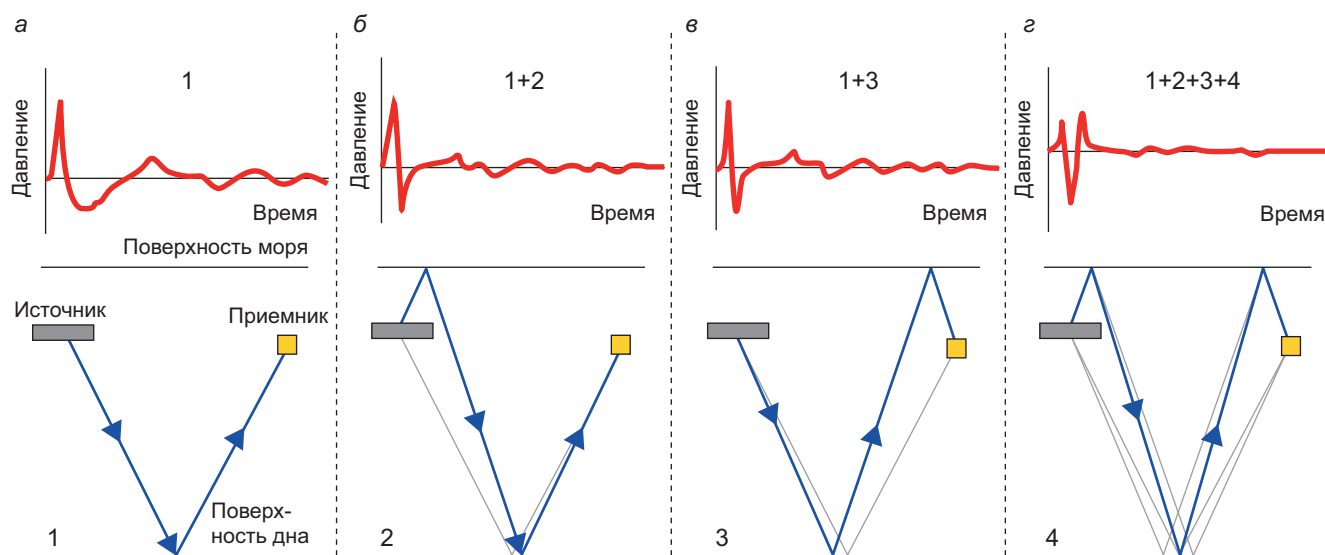


Рис. 3. Эффект от волны спутника на результирующую сигнатуру. Показаны схематичные представления распространения: а — отраженной волны; б — волны спутника за источник; в — волны спутника за приемник; г — волны спутника за источник-приемник [Dragoset, 1990]

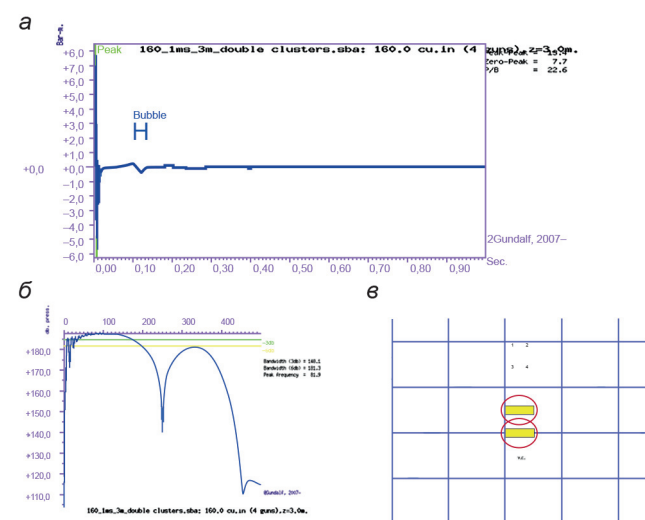


Рис. 4. Пример расчета сигнатуры (а) и ее амплитудно-частотный спектр (б) для группы из 4 пневмоисточников объемом 40 куб. дюймов каждая, расположенных друг над другом (в)

в системе. Применение множества источников меньшего объема обеспечивает значительные эксплуатационные преимущества, включая повышение энергетической эффективности, снижение нагрузки на компрессорное оборудование и упрощение технического обслуживания, при этом позволяя достигать требуемых характеристик излучения. Этот вывод подтверждает целесообразность использования распределенных кластерных систем с умеренными объемами отдельных источников для оптимизации параметров сейсмического сигнала.

Однородность группирования и объем источников. Как видно из показанных выше рисунков зачастую при проведении инженерных исследований методом СВР используются пневматические источники одинакового объема, такой способ группирования называется однородным. Этот подход для нефтяной сейсморазведки отличается от стандарт-

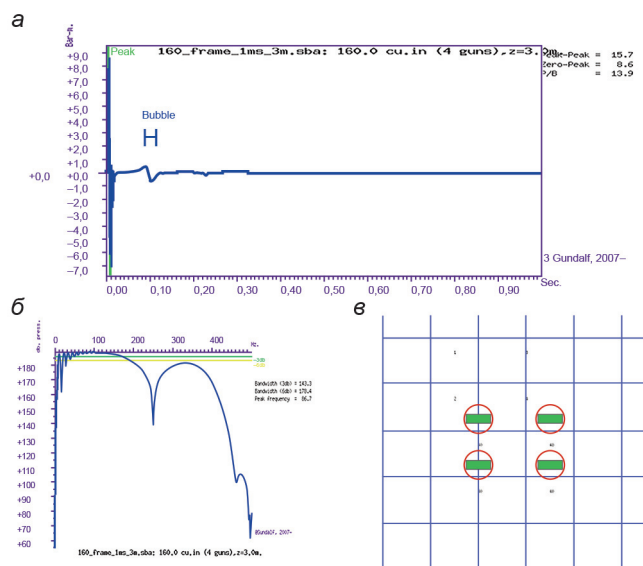


Рис. 5. Пример расчета сигнатуры (а) и ее амплитудно-частотный спектр (б) для группы из 4 пневмоисточников объемом 40 куб. дюймов каждая, расположенных в вершинах прямоугольника (в)

ного по использованию пневматических источников различного объема, так называемое неоднородное группирование.

При неоднородном группировании пневмоисточников параметры системы (объемы камер излучателей, их количество, база группирования и глубина погружения) подбираются исходя из следующих физических принципов:

- синфазное сложение первых импульсов давления;
- основные пики давления от отдельных излучателей суммируются синфазно;
- обеспечение усиления полезного сигнала;
- точный расчет времен задержки срабатывания.

Повторные удары (обусловленные отражением от границы «вода-воздух») складываются в противофазе за счет:

Нужно у оси абсцисс написать Время, мс ?? А ось ординат какая размерность, что есть бар-м???

Т а б л и ц а

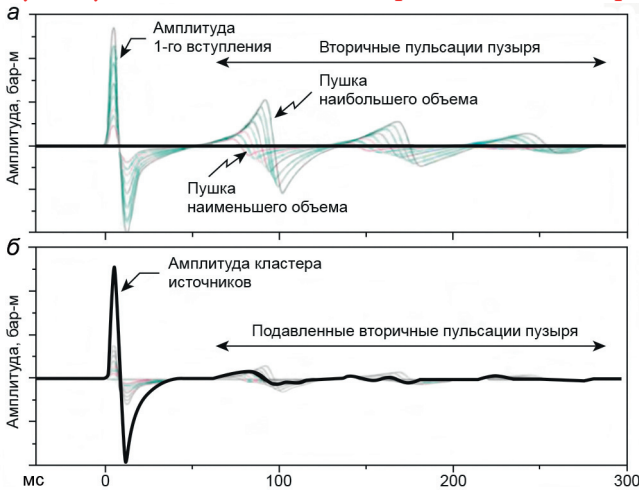


Рис. 6. График амплитуд при конструктивной интерференции при использовании неоднородного кластера пневматических источников: сигнатуры отдельных пневмоисточников (а), сигнатура неоднородного кластера пневмоисточников (б) [Dragoset, 2003]

- правильного подбора объемов камер;
 - оптимального пространственного расположения; точно рассчитанной глубины погружения.
- Критерии оптимизации:
- максимизация отношения сигнал/шум;
 - подавление вторичных пульсаций;
 - формирование направленной диаграммы излучения;
- обеспечение требуемого спектрального состава сигнала.

Таким образом при моделировании различных конфигураций групп пневмоисточников зачастую опираются на получение оптимального соотношения параметра peak-to-bubble и минимизации данного параметра при выбранных и зафиксированных значениях заглубления и геометрии кластера пневмоисточника, т. е. уменьшения вторичных пульсаций на этапе проведения полевых работ (рис. 6).

Расчеты параметров для различных конфигураций пневмоисточников. Основываясь на предыдущих рассуждениях, было проведено моделирование групп различной конфигурации при использовании пневмоисточников объема 20, 40, 60, 80 куб. дюймов и при заглублении источников и приемников 3 и 4 м. Расчет был выполнен для кластера с расположением пневмоисточников в вершинах прямоугольника, данная геометрическая конфигурация была выбрана в связи с возможностью реализации рамы пневмоисточников такой геометрии, а также в связи с наличием взаимного влияния между пневматическими источниками (группировании) (рис. 7).

Как видно из представленной таблицы расчетов кластеров (табл. 1), как однородных, так и не однородных, с объемами пушек, характерных для использования в широко разрешающей сейсморазведке, можно судить о том, что необходимо рассматривать эффективность используемого источника по всем перечисленным параметрам: peak-to-peak, peak-to-bubble, заглубление, пиковая частота и энергия.

Расчеты основных параметров моделирования кластеров пневмоисточников

Массив, куб. дюймы	Глубина ПВ–ПП	Peak-peak, усл. ед.	Peak-bubble, усл. ед.	Пиковая частота, Гц	Энергия, Дж
20-40-20-40	3–3	22,6	20,3	115	7752
	3–4	19,6	13,8	91,6	7752
	4–4	23,4	10,6	85,8	8882,6
20-60-20-60	3–3	23,3	36,2	113,1	8236,8
	3–4	20,3	24,3	91,6	8236,8
	4–4	24,4	19,1	85,8	9311,7
20-80-20-80	3–3	24,3	46,3	109,2	8817,6
	3–4	21,3	31,3	91,6	8817,6
	4–4	25,3	24,5	77,5	9876,8
40-40-40-40	3–3	24,1	58,5	108,5	8226,5
	3–4	20,6	37,9	91,6	8226,6
	4–4	24,5	26,2	85,8	9478,2
40-60-40-60	3–3	25,4	56,6	109,2	9606,9
	3–4	22,3	38,4	85,8	9606,9
	4–4	26,3	32,7	81,9	11038,2
40-80-40-80	3–3	25,4	56,6	109,2	9606,9
	3–4	22,3	38,4	85,8	9606,9
	4–4	26,3	32,7	81,9	11038,2
40-40-40-40 (по углам)	3–3	24,1	58,5	108,5	8226,5
	3–4	20,6	37,9	91,6	8226,6
	4–4	24,5	26,2	85,8	9478,2

Примечание: ПВ — пункт возбуждения — или источника. ПП — пункт приема — или приемника.

В частности, для данного примера можно видеть, что параметр peak-to-peak, показывающий общую мощность амплитуду сигнала незначительно отличается для различных кластеров — минимум 19,6, максимум 26,3 единиц. Такой разброс значений говорит о сравнительно стабильной энергии излучения для различных рассмотренных конфигураций.

В то же время параметр peak-to-bubble может значительно изменяться в зависимости от параметров источника однородности/неоднородности кластера, а также глубины буксировки пневмоисточника, так как она влияет на динамическую характеристику схлопывания осциллирующей полости.

Параметр пиковой частоты является достаточно критичным для получения нужных характеристик спектра колебаний, что отражает получаемую разрешающую способность метода исследований. Для проведения работ методом СВР критично наличие высокочастотной составляющей в спектре сигнала источника [Johnson, 2019].

Энергия сигнала влияет на глубину исследований и является интегральным параметром, зависящим от объема, давления и геометрии источника.

Результаты моделирования сигнатур различных конфигураций пневмоисточников демонстрируют

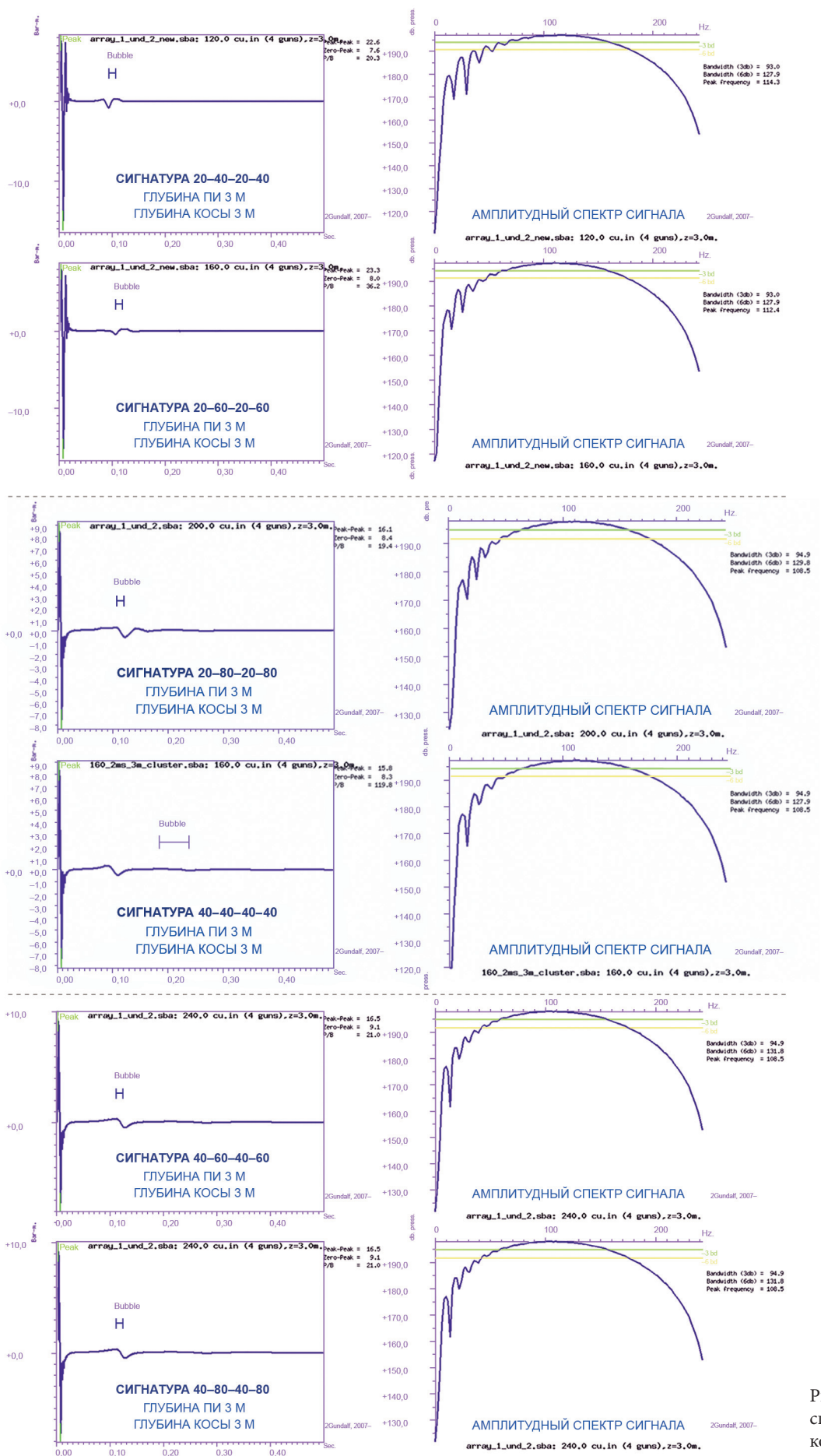


Рис. 7. Смоделированные сигнатуры для различных конфигураций групп пневмоисточников

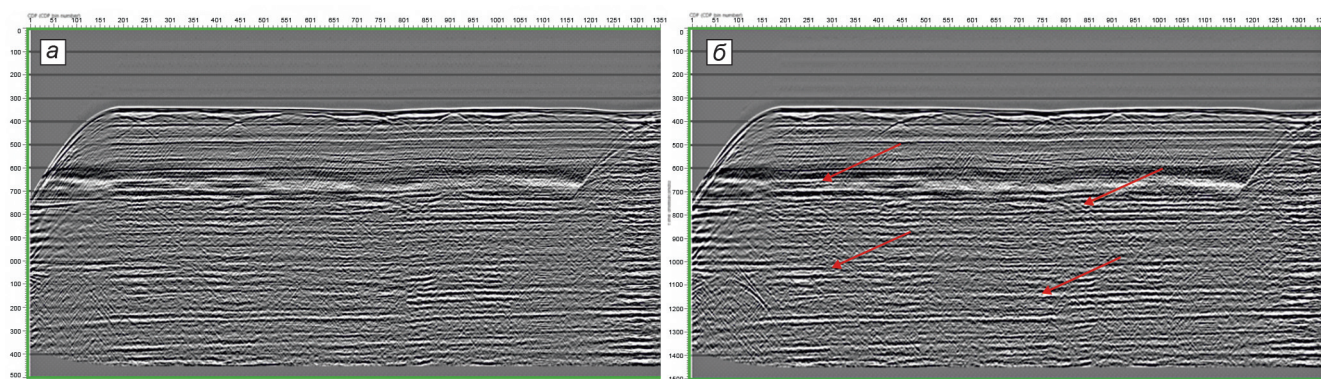


Рис. 8. Временные разрезы по профилю тестирования, полученный с помощью группы пневмоисточников объема 40-40-40-40 куб. дюймов, размещенных по углам прямоугольной рамы: а — при заглублении источников 3 м и приемной косы 4 м; б — при заглублении источников 4 м и приемной косы 4 м

существенные различия в спектральных характеристиках излучаемых сигналов. Наиболее значимые различия наблюдаются в низкочастотной области спектра, где отмечается проявление деструктивной интерференции, обусловленной вторичными пульсациями воздушного пузыря. Данное явление особенно выражено при использовании неоднородного группирования при использовании кластера 20-60–20-60 куб. дюймов, где наблюдается существенное искажение формы основного зондирующего импульса. Низкочастотная составляющая является так же критически важной при проведении работ с более высокочастотным целевым интервалом и детальной разрешающей способностью [Negna, et al., 2011].

Проведенный сравнительный анализ позволяет сделать вывод о преимуществе использования групп 40-40-40-40 и 20-80–20-80 куб. дюймов, которые демонстрируют оптимальные характеристики по следующим ключевым параметрам:

- спектральный состав сигнала;
- соотношение амплитуд основного импульса и пузырьковых осцилляций (peak-to-bubble);
- минимизация деструктивных интерференционных эффектов;
- стабильность формы излучаемого импульса.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что применение указанных конфигураций пневмоисточников обеспечивает получение высококачественных данных при проведении сейсморазведочных работ методом высокого разрешения, отвечая всем необходимым требованиям к параметрам зондирующего сигнала.

Анализ временных разрезов тестового профиля не выявил существенных различий в характеристиках сейсмической записи при различных параметрах заглубления источников (рис. 8, а, б). Однако было установлено, что увеличение глубины погружения пневмоисточников приводит к незначительному улучшению низкочастотной составляющей спектра. При этом амплитудно-частотные характеристики вторичных пульсаций воздушного пузыря остаются

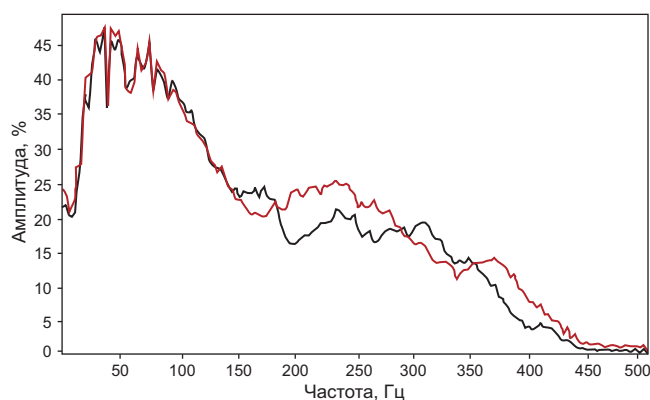


Рис. 9. Спектр по временному разрезу, полученному по тестовому профилю. Красным показан спектр при заглублении пневмоисточников 4 м, черным при заглублении пневмоисточников 3 м

практически неизменными независимо от глубины погружения (рис. 9).

Наблюдаемые локальные вариации параметров сейсмической записи в отдельных зонах разреза могут быть обусловлены не только изменением глубины погружения источников, но и влиянием следующих факторов, возникающих при повторном прохождении опытного профиля:

- наличием дополнительных помех;
- изменением гидродинамических условий;
- вариациями условий возбуждения и приема сигнала.

Полученные результаты свидетельствуют о необходимости более детального изучения влияния глубины погружения на спектральные характеристики сигнала с учетом всех возможных источников помех и вариаций условий съемки.

Закключение. Анализируя результаты моделирования сигнатур для различных конфигураций источников, можно утверждать, что для успешного проведения работ, направленных на исследование верхней части разреза, необходимо моделирование множества параметров и детальный анализ каждого из них. Эмпирический выбор параметров пневмоисточников без учета конкретных условий приводит к потере информативности данных. Оптимизация

требует анализа геометрии группы, объема, глубины буксировки и направленности с учетом геологии района.

1. Параметр заглубления выбирается классическим способом (оптимальный параметр заглубления), а также способом, при котором становится возможным отделение волны-спутника как за источник, так и за приемник для успешной реализации алгоритмов его подавления. Единственным необходимым требованием при использовании такой методики остается сохранение постоянного заглубления источника и приемника вдоль профиля.

2. Ключевое значение приобретает не объем отдельных источников, а их общее количество в системе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алёшкин М.В. Особенности обработки данных инженерной сейсморазведки на акваториях // Тезисы международной конференции «Инженерная геофизика–2017». EAGE, 2017. С. 1–4.

Гуленко В.И. Пневматические источники упругих волн для морской сейсморазведки: Монография. Краснодар: КубГУ, 2003. 313 с.

Калинин А.В., Калинин В.В., Пивоваров Б.Л. Потенциальная эффективность группирования источников в морской сейсморазведке // Прикладная геофизика. Вып. 82. М.: Недра, 1976. С. 77–80.

Степанов Н.А., Ланцев В.В., Горбачев С.В. и др. Специфика применения сигнатурной деконволюции на данных с нестабильным источником // Труды Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия–2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии» [Стендовый доклад] Тверь: ПолиПРЕСС, 2018.

3. При использовании источников небольшого объема неоднородное группирование не всегда позволяет получить наилучшие результаты.

4. При моделировании различных конфигураций групп пневмоисточников зачастую опираются на получение оптимального соотношения параметра peak-to-bubble и минимизации данного параметра при выбранных и зафиксированных значениях заглубления и геометрии кластера пневмоисточника.

При подготовке к выполнению работ необходимо производить моделирование и анализ получаемых параметров зондирующего импульса пневмоисточников, а также производить опытно-методические работы перед проведением финальных исследований.

Dragoset W.H. Air-gun array specs: A tutorial // Geophysics: The leading edge of exploration. 1990. No. 1. P. 24–32.

Dragoset W.H., Hargreaves N., Larner K. Air Gun Source Instabilities and Shot-by-Shot Signature Deconvolution // Geophysics. 2003. Vol. 9. P. 487–491.

Giles B.F., Johnston R.C. System approach to air gun array design // Geophysical Prospecting. 1973. Vol. 21, No. 1. P. 77–101.

Hegna S., Parkes G. The low frequency output of marine air-gun arrays // Geophysics. 2011. Vol. 6. P. 77–81.

Hopperstad J.F., Laws R. Source Signature Estimation — Attenuation of the Seafloor Reflection Error in Shallow Water // 68th EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2006. European Association of Geoscientists & Engineers, 2006. Article № cp-2-00123.

Johnson R. Experimental Verification of Pulse Shaping // Journal of Vibration and Acoustics. 2023. Vol. 145, № 2. P. 1–34.

Статья поступила в редакцию 12.01.2025,
одобрена после рецензирования 12.03.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 628.477.7:662.613.1:622.33

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-117-127

УТИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕРАБОТКА ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДОВ В КОНТЕКСТЕ РЕАЛИЗАЦИИ ЦЕЛЕЙ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ: ОПЫТ РОССИИ И КИТАЯ

Данзан Бадмаевич Бембеев^{1✉}, Алексей Андреевич Самсонов²,
Андрей Викторович Бобров³, Александр Сергеевич Воронов⁴,
Марианна Валерьевна Кудина⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bembeev.daznan@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0009-0001-3275-7329>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0007-4637-0399>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; archi3@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7023-4561>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; voronov@spa.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0058-9217>

⁵ Университет МГУ-ППИ в Шэньчжэне, Шэньчжэнь, Китай; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mariannakud@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3923-515X>

Аннотация. В статье рассматриваются золошлаковые отходы (ЗШО), образующиеся при сжигании угля на тепловых электростанциях, как перспективное техногенное сырье. Приводится сравнительный анализ подходов к их утилизации и переработке в Китае и России. Подчеркивается высокий уровень вовлечения золошлаковых отходов в производственные цепочки в Китае благодаря развитому нормативно-правовому регулированию, технологическим инновациям и интеграции с потребляющими отраслями. В российской практике, несмотря на существующие инициативы и стратегические документы, темпы переработки ЗШО остаются низкими. Обозначены ключевые барьеры, включая территориальную диспропорцию между источниками образования отходов и регионами спроса, недостаточную экономическую мотивацию и логистические сложности. Отмечается необходимость адаптации китайского опыта с учетом российской специфики.

Ключевые слова: зола-унос, золошлаковые отходы, переработка ЗШО, устойчивое развитие, национальные цели развития России, генезис и состав угля, циркулярная экономика, тепловые электростанции

Для цитирования: Бембеев Д.Б., Самсонов А.А., Бобров А.В., Воронов А.С., Кудина М.В. Утилизация и переработка золошлаковых отходов в контексте реализации целей устойчивого развития: опыт России и Китая // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 117–127.

UTILIZATION AND PROCESSING OF COAL ASH AND SLAG WASTE IN THE CONTEXT OF ACHIEVING SUSTAINABLE DEVELOPMENT GOALS: EXPERIENCE OF RUSSIA AND CHINA

Danzan B. Bembeev^{1✉}, Alexey A. Samsonov², Andrey V. Bobrov³,
Alexander S. Voronov⁴, Marianna V. Kudina⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bembeev.daznan@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0009-0001-3275-7329>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0007-4637-0399>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; archi3@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7023-4561>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; voronov@spa.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0058-9217>

⁵ Shenzhen MSU-BIT University, Shenzhen, China; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mariannakud@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3923-515X>

Abstract. The article considers coal ash and slag waste generated from coal combustion at thermal power plants as a promising technogenic resource. A comparative analysis of approaches to the utilization and processing of ash and slag waste (ASW) in China and Russia is presented. The high level of ASW integration into production chains in China is highlighted, due to well-developed regulatory frameworks, technological innovations, and integration with consuming industries. In Russian practice, despite existing initiatives and strategic documents, the ASW processing rates remain low. Key barriers are identified, including the territorial imbalance between waste generation sources and demand regions, insufficient economic incentives, and logistical difficulties. The need to adapt Chinese experience taking into account Russian specificities is noted.

Keywords: fly ash, ash and slag waste, ASW processing, sustainable development, national development goals of Russia, genesis and composition of coal, circular economy, thermal power plants

For citation: Bembeev D.B., Samsonov A.A., Bobrov A.V., Voronov A.S., Kudina M.V. Utilization and processing of coal ash and slag waste in the context of achieving sustainable development goals: experience of Russia and China. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 117–127. (In Russ.).

Введение. Техногенные минеральное сырье, в том числе золошлаковые отходы (ЗШО), представляет собой важную категорию антропогенных объектов, обладающих высоким потенциалом вовлечения во вторичную переработку. Возрастающие темпы производства и сжигания угля, особенно в странах с активной угольной генерацией, привели к формированию масштабных золоотвалов, оказывающих длительное воздействие на геохимическую и экологическую обстановку. Особую значимость приобретают задачи разработки эффективных путей утилизации золы-уноса как одного из наиболее объемных видов ЗШО. Это может быть напрямую связано с разработкой задач, связанных с реализацией 12-й цели устойчивого развития ООН «Обеспечение перехода к рациональным моделям потребления и производства» [Цели..., 2025].

Современные научные исследования в области переработки золошлаковых материалов охватывают широкий спектр направлений — от изучения фазового и химического состава до оценки пуццолановой активности, извлечения ценных компонентов (например, алюминия и редкоземельных элементов), а также адаптации ЗШО для применения в строительной индустрии. Практическая реализация таких подходов зависит от институциональной среды, логистических факторов и структуры национальной экономики.

Выбор для сопоставительного анализа Китая и России обусловлен не только их высоким объемом генерации золы-уноса, но и принципиально различными стратегиями обращения с этими отходами. Китай, будучи крупнейшим в мире потребителем угля, реализует комплексную политику по обращению с ЗШО, интегрируя принципы циркулярной экономики и инновационные технологии. В России, несмотря на масштаб накоплений и государственные инициативы, уровень повторного использования ЗШО остается ограниченным, несмотря на то, что национальные цели развития России до 2030 г. [Указ..., 2024] во многом соотносятся с целями устойчивого развития ООН [Леонтьева и др., 2024].

Настоящее исследование направлено на выявление различий в подходах к утилизации золошлаков, оценку эффективности реализуемых мер и поиск возможных направлений адаптации зарубежного опыта к российским условиям для достижения национальных целей развития. Особое внимание уделено техническим, нормативным и инфраструктурным аспектам переработки золы-уноса как перспективного вида техногенного минерального сырья в контексте реализации целей устойчивого развития.

Образование и характеристики золошлаковых отходов. Генезис и состав угля. Основной компонент угля — углеродосодержащий материал, образую-

щийся в результате накопления и разложения растительных остатков в морских или пресноводных условиях и болотах [Hessley, et al., 1986]. По мере накопления растительных остатков они подвергаются гумификации и преобразуются в уголь через процесс углефикации. В органической матрице основным элементом по массе является углерод, меньшие количества составляют H, O, N и S, а также попутные элементы-примеси. Количество этих элементов варьируется, но такие элементы, как B, Ge, Be, Ti и V, преимущественно ассоциированы с органическим веществом угля.

Уголь содержит обломочные минералы, осаждаемые вместе с растительным материалом, а также аутигенные минералы, образовавшиеся в процессе углефикации. Содержание минеральной части в угле значительно варьируется в зависимости от его происхождения и по данным [Valkovic, 1983] составляет от 9,05 до 32,26 мас.%. В составе угля встречаются следующие минералы: алюмосиликаты (преимущественно глинистые минералы), карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит и доломит), сульфиды (главным образом пирит (FeS_2)), хлориды и силикаты (кварц). Микроэлементы в угле, как правило, связаны с одним или несколькими из этих минералов.

Распределение основных, второстепенных и микроэлементов, а также их форм варьируется в зависимости от типа угля. Миллер и Гивен [Miller, Given, 1986] исследовали ассоциации неорганических элементов в буром угле, в частности взаимодействие между органической и неорганической составляющими. Они разделили образец угля с помощью гравиметрических методов, а затем дополнительно фракционировали эти части с использованием экстракции ацетатом аммония и соляной кислотой. Их анализ показал, что Ca, Mg, Na, K, Sr, Ba и Mn присутствуют преимущественно или частично в ионообменной форме. Также было выявлено заметное количество калия (в виде иллита), бария (в виде сульфатов и карбонатов) и марганца в минеральной форме. Часть алюминия оказалась связана с органической материей. Титан, который часто встречается в осадочных породах в результате изоморфного замещения в глинах, был обнаружен в значительном количестве в органической фракции в виде кислоторастворимых и кислотонерастворимых органических хелатов. Несколько микроэлементов оказались обогащенными в угольных фракциях с наименьшей плотностью, что указывает на их преимущественную связь с органическим веществом. К таким элементам относятся Be, Sc, Cr, Y, Yb, V, Ni, Cu и Zn — подобное распределение чаще наблюдается в буром угле, чем в каменном [Miller, Given, 1986].

Процесс сжигания угля и образование золы. Сжигание измельченного угля является преобладающей

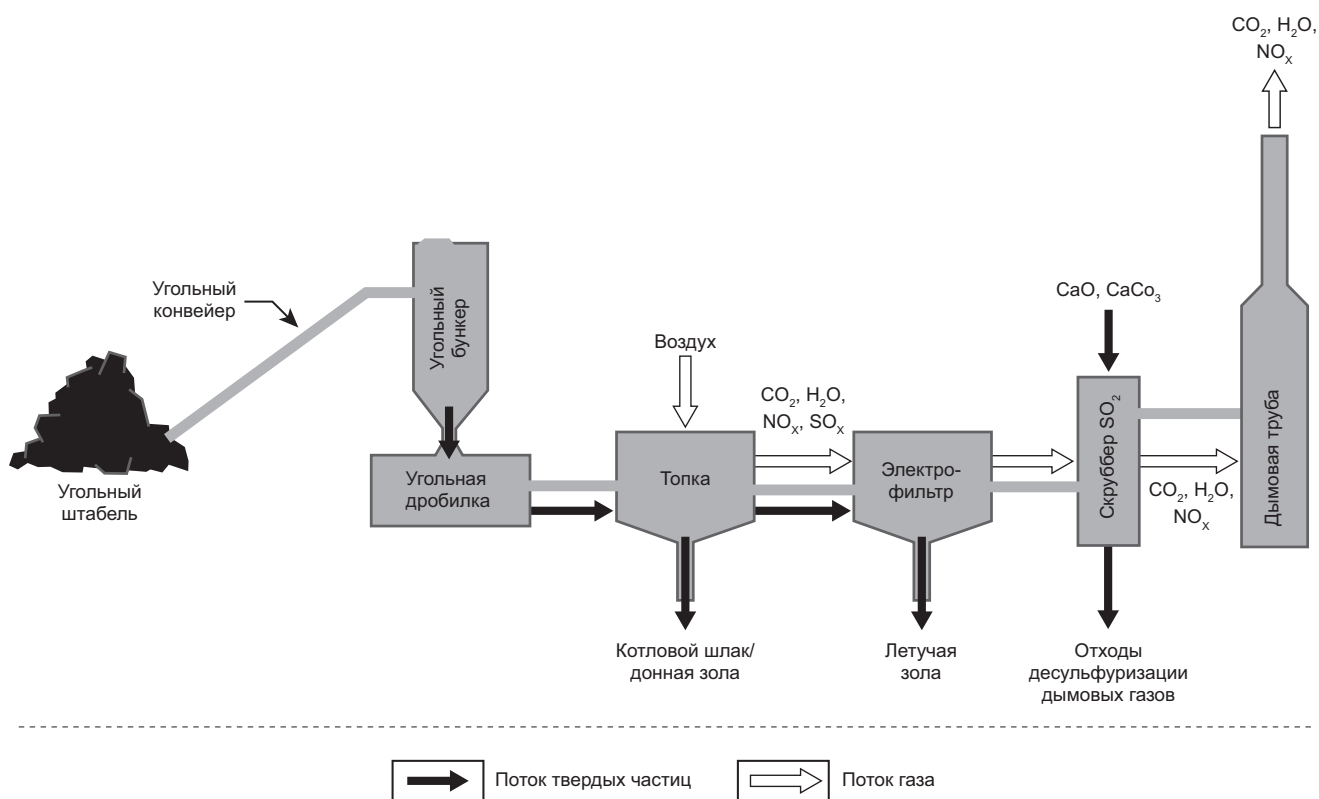


Рис. 1. Обобщенный процесс сжигания угля

технологией производства электроэнергии в мире. Этот процесс включает измельчение исходного угля до мелкодисперсного состояния и подачу его вместе с воздухом в топку (котел), где он сгорает при температурах, часто превышающих 1500°C . Тепло, выделяющееся при сгорании, кипятит воду в трубах, расположенных вдоль стенок топки. Турбогенераторы используют пар, образующийся при кипении воды, для выработки электроэнергии. Хотя технологии сжигания угля могут значительно различаться, отходы, образующиеся на большинстве современных угольных электростанций, имеют схожий состав.

На рис. 1 представлена обобщенная технологическая схема сжигания угля и образования продуктов сгорания угля. Сначала уголь подается через систему конвейеров и бункеров в дробилку. В дробилке уголь измельчается до порошкообразного состояния и затем подается в топку. При нагревании в топке частицы угля вспучиваются и становятся пористыми; степень вспучивания зависит как от типа угля, так и от условий сгорания [Wu, Chen, 1987]. Основная часть органического вещества в угле сгорает с образованием CO_2 , а в остатке остаются неорганические минералы и несгоревшие органические соединения. Летучие углеводороды и связанные с ними неорганические элементы испаряются, как и высоколетучие минеральные компоненты. Приблизительно одна пятая части золы оседает на дне топки и собирается в виде более грубозернистой «донной золы» или шлака [Helmuth, 1987]. Остальные твердые частицы, называемые «летучей золой» (зола-уноса, ЗУ),

уносятся в зону с более низкой температурой (около 200°C), где они конденсируются в мелкодисперсные сферические частицы, содержащие как кристаллические, так и аморфные фазы [Helmuth, 1987].

Минералы, разлагающиеся при температурах, равных или ниже температур сгорания (в первую очередь карбонаты и сульфиды), а также содержащие элементы, сублимирующие при этих температурах, скорее всего, переходят в газовую фазу внутри топки. Сравнение температур кипения отдельных элементов с температурой работы современных установок с кипящим слоем ($800\text{--}900^{\circ}\text{C}$) показывает, что такие элементы, как C, O, H, S, N, P, Na, K, As, Cd, Pb, Hg и Se, вероятно, присутствуют в виде пара в газах топки.

Приблизительно 70–90 мас.% минеральной части угля претерпевает ту или иную термическую трансформацию в процессе сгорания. Минеральные вещества и остатки органического вещества, не перешедшие в газовую фазу, сгорают в результате гетерогенного окисления [Wu, Chen, 1987]. Скорость окисления мелких частиц ($<100\text{ мкм}$) определяется химической кинетикой, тогда как для более крупных частиц скорость горения ограничивается диффузией кислорода к поверхности частицы [Flagan, Friedlander, 1976]. Несмотря на то, что сжигание угля в основном представляет собой процесс окисления, при недостаточно интенсивном смешивании воздуха с горящими частицами угля внутри топки могут возникать локальные восстановительные зоны [Katrinak, Zygarlicke, 1995]. Поэтому, хотя ми-

неральные компоненты золы в основном переходят в окисленные формы, наличие восстановленных форм минералов, особенно в крупных частицах, исключать нельзя.

Силикаты и алюмосиликаты являются основными негорючими фазами, присутствующими в измельченном угле, и, за исключением кварца, полностью трансформируются при сгорании, когда температура достигает диапазона плавления (1100–1600 °C) [Hubbard, et al., 1984]. Связанная вода и фосфор, высвобождающиеся при термическом разложении алюмосиликатного минерала иллита, способствуют частичному плавлению этих частиц [Hubbard, et al., 1984]. Образующийся расплав вспенивается за счет одновременного выделения CO_2 при катализируемом железом окислении углеродистой материи, в результате чего формируются полые, заполненные газом стекловидные частицы летучей золы, называемые «ценосферами». Минерал каолинит имеет очень высокую температуру спекания золы из-за отсутствия плавящихся ионов [Hubbard, et al., 1984]. Его кристаллическая решетка разрушается без плавления, образуя агрегаты летучей золы без ценосфер.

Когда отходящие газы и частицы летучей золы покидают топку, они быстро охлаждаются, что приводит к конденсации и адсорбции испарившихся элементов на поверхности частиц летучей золы, переносимых газовым потоком [Kaakinen, et al., 1975]. При высокотемпературных условиях горения некоторые элементы, включая серу (S), обогащаются на поверхности частиц [Davison, et al., 1974; Smith, 1980]. Процесс испарения-конденсации является основным механизмом, ответственным за обогащение летучих микроэлементов на поверхности частиц летучей золы, особенно в мелкодисперсной фракции [Kaakinen, et al., 1975; Smith, et al., 1979; Smith, 1980; Summers, et al., 1983; Van der Sloot, Nieuwendijk, 1985; Gieré, et al., 2003].

Исходя из приведенного выше описания процесса сжигания угля, можно сделать несколько выводов. Во-первых, тип и количество золы, накапливающейся в ходе сжигания, в значительной степени зависят от минералогии используемого угля, технологии горения и наличия систем очистки выбросов. Во-вторых, химические формы, в которых элементы присутствуют в золе, определяются параметрами процесса — такими, как температура горения и режим сжигания (пылеугольное топливо, кипящий слой, циклонная камера, колосниковая решетка и т.д.). И наконец, объем образования продуктов сжигания угля на электростанциях главным образом обусловлен наличием устройств для очистки выбросов.

Физико-химические свойства золы. Помимо сходства в насыпной плотности, физические свойства летучей и донной золы существенно различаются. Диаметр частиц летучей золы, как правило, на несколько порядков меньше диаметра частиц донной

золы, что приводит к насыщенной гидравлической проводимости летучей золы на один-три порядка ниже, чем у донной. Малый диаметр частиц летучей золы обуславливает и их большую удельную поверхность.

Морфология частиц также значительно отличается. Донная зола в основном состоит из хаотичных конгломератов спеканных субугловатых частиц, с небольшими вкраплениями угловатых фрагментов неизмененного кварца, полевого шпата и алюмосиликатов. Летучая зола представлена частицами, образовавшимися при охлаждении расплавленных капель спеканного материала в отходящих газах, покидающих топку. Плавление силикатных минералов приводит к формированию стекловидных сферических частиц. Большинство этих сфер делится на две группы: плеросферы — полые сферы, заполненные более мелкими сферами, и ценосферы — полые пустые сферы. Широкий диапазон истинной плотности летучей золы обусловлен именно этими уникальными полыми сферическими структурами.

Химический состав продуктов сгорания угля варьируется в зависимости от происхождения и ранга угля; однако основными элементами, входящими во все золные остатки, являются O, Si, Al, Fe и Ca, а в меньших количествах — Mg, S и C. Эти элементы остаются в золе благодаря их низкой летучести и короткому времени, которое частицы фактически проводят в топке во время горения [Helmuth, 1987]. На поверхности частиц летучей золы образуются как кристаллические, так и аморфные соединения: они формируются при реакции элементов с кислородом дымовых газов, а также путем конденсации/кристаллизации внутри расплавленных капель [Smith, 1980].

Оксиды Ca и Mg (известь, периклаз [MgO]) могут присутствовать в виде мелких кристаллов, внедренных в стекловидную массу, либо располагаться на ее поверхности — в зависимости от температуры и условий в топке, при которых образовались минералы. Низкотемпературные минералы, такие как ангидрит (CaSO_4), могут формироваться на поверхности зерен летучей золы после их выхода из высокотемпературных зон топки [Linton, et al., 1977; Soroczak, et al., 1987; Ainsworth, et al., 1993; Fishman, et al., 1999].

Стекло представляет собой аморфный стекловидный силикат / алюмосиликат, образующийся при быстром охлаждении расплавленного материала, когда элементы «запечатываются» в беспорядочную, некристаллическую структуру. Благодаря высокому содержанию силикатного стекла летучая зола обладает вяжущими (пуццолановыми) свойствами (в зависимости от доступного количества извести) и широко применяется в бетоне как замена мелкого заполнителя либо портландцемента [Helmuth, 1987]. И донная, и летучая зола подходят для использования в техногенных насыпях, и для их проектирования и строительства разработано руководство [ASTM..., 2003].

Летучая зола представляет собой гетерогенный материал в микрометровом, а подчас и в нанометровом масштабе [Hemmings, Berry, 1986; Qian, et al., 1988, 1989; Enders, 1995; Gieré, et al., 2003]. Химический состав и минералогический набор конкретного образца летучей золы зависят от месторождения исходного угля и условий работы котла. В состав летучей золы входит 75–90 мас.% стекла, обогащенного Si и Al, причем его состав весьма изменчив. Он определяется скоростью заделки расплава и степенью изоморфного замещения или модификации другими катионами, такими как Fe, Ca, Na, K и Mg.

Суббитумозные и бурые угли обычно содержат более высокие концентрации Ca и Mg — либо в виде Ca- и Mg-содержащих минералов (карбонаты, глинистые минералы), либо в органической фракции угля. Реакционная способность стекла летучей золы в высокощелочных растворах, например в порах бетона, зависит от степени дальнего порядка стекломатричной структуры. Катионы Ca, Mg, K и Na выступают модификаторами сетки: они сокращают протяженность дальнего порядка и повышают реакционную способность стекла, т.е. скорость его растворения [Diamond, 1984; Hemmings, Berry, 1988]. Подробный обзор процессов формирования стекла летучей золы приведен в работе Tikalsky [1989].

Основные и второстепенные элементы (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg и S) образуют в золе целый ряд минеральных фаз, выявленных методом рентгеновской дифракции во многих исследованиях [Diamond, 1984; McCarthy, 1988; Bergeson, et al., 1988; Ainsworth, et al., 1993]. К наиболее распространенным фазам, обнаруживаемым в летучей золе, относятся: кварц (SiO_2), муллит ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$), трехкальциевый алюминат ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{O}_6$, также обозначается как C_3A в цементной терминологии), алит (Ca_3SiO_5), белит (Ca_2SiO_4), магнетит (Fe_3O_4), гематит (Fe_2O_3), известь (CaO), ангидрит (CaSO_4), $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{O}_{12}\text{SO}_4$, периклаз (MgO), мелилит ($\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Al})(\text{Al},\text{Si})_2\text{O}_7$), мервинит ($\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$), тенардит (Na_2SO_4).

Опыт Китая. Китай является крупнейшим потребителем угля в мире, и уголь обеспечивает более 60 % энергобаланса страны [Peng, et al., 2018; Wang, et al., 2019]. Летучая зола — твердый отход, образующийся на угольных тепловых электростанциях при сжигании пылеугольного топлива, в настоящее время относится к числу самых масштабных видов твердых отходов в Китае [Yao, et al., 2014]. В 2018 г. объем ее образования превысил 550 млн т, а из-за недостаточного использования суммарные накопленные запасы золошлаков уже превысили 3 млрд т.

Данные о производстве и использовании золы-уноса на ключевых промышленных предприятиях согласно «Годовому докладу по предотвращению загрязнения окружающей среды твердыми отходами в крупных и средних городах Китая» [Годовой..., 2017; 2020] приведены на рис. 2. Из диаграммы видно, что в период с 2013 по 2019 г., за исключением небольшого снижения объемов в 2015 и 2016 гг.,

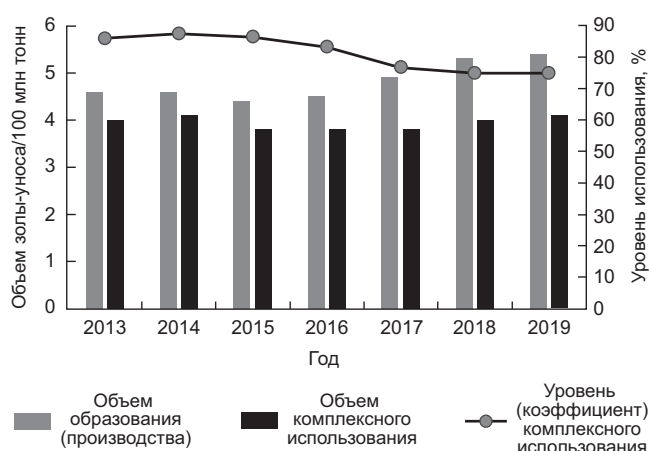


Рис. 2. Объем образования и комплексного использования золы-уноса в Китае в 2013–2019 гг. [Li Q., et al., 2023]

объемы образования золы-уноса стабильно росли. В 2018 и 2019 гг. объемы производства золы на ведущих предприятиях Китая дважды превысили отметку в 500 млн т, достигнув соответственно 530 и 540 млн т.

Основным источником золы-уноса в Китае является электроэнергетика. В период с 2017 по 2019 г. отрасли производства и снабжения электро- и теплоэнергией давали более 85 % от общего объема золообразования в стране.

Что касается утилизации, то в 2013–2019 гг. объем комплексного использования золы-уноса существенно не изменился и составлял около 400 млн тонн в год. Однако, на фоне роста общего объема образования золы, уровень ее утилизации демонстрирует тенденцию к снижению: если в 2013–2015 гг. коэффициент утилизации превышал 86 %, то в 2018–2019 гг. его значение уже менее 75 %.

В действующем законодательстве Китая установлены принципы управления твердыми отходами, включающие снижение объемов образования, ресурсосбережение и безвредную переработку. Основные законы, касающиеся экологического регулирования золы-уноса, включают:

- Закон Китайской Народной Республики об охране окружающей среды [Закон..., 2014];
- Закон КНР о предотвращении загрязнения окружающей среды твердыми отходами (сокращенно «Закон о твердых отходах») [Закон..., 2020];
- Закон КНР о содействии циркулярной экономике [Закон..., 2008];
- Закон КНР о содействии чистому производству [Закон..., 2012] и др.

Хотя Госсовет КНР не издал специальных административных актов, непосредственно регулирующих обращение с золой-уносом, еще в 1990-х годах ряд министерств совместно разработали и выпустили «Положение о комплексном использовании золы-уноса», которое впоследствии неоднократно пересматривалось в соответствии с изменениями ситуации.

Кроме того, Министерство промышленности и информационных технологий совместно с бывшим Министерством охраны окружающей среды также выпускали документы, направленные на стимулирование комплексного использования золы и совершенствование ее экологического управления.

Закон Китайской Народной Республики об охране окружающей среды, принятый в 1989 г. и пересмотренный в 2014 г., является основополагающим и комплексным экологическим законом Китая. Он устанавливает основные принципы и систему охраны окружающей среды, подчеркивая приоритет защиты, превентивный подход, комплексное управление, участие общественности и ответственность загрязнителя [Su, Fang, 2016; Zang, Wang, 2018].

Закон о предотвращении загрязнения окружающей среды твердыми отходами (сокращенно «Закон о твердых отходах») представляет собой специализированный закон в области управления отходами. Он содержит систему надзора, меры по предотвращению загрязнения, механизмы обеспечения исполнения, юридическую ответственность. Закон закрепляет принципы сокращения образования отходов, ресурсосбережения и безвредной переработки, а также принцип ответственности за загрязнение. Он предусматривает такие ключевые институты, как:

- система ответственности за предотвращение загрязнения;
- регистрация и декларирование промышленных отходов;
- поощрение передовых технологий и выведение устаревших;
- система экологического надзора.

Также закон четко регулирует управление на всех этапах обращения с отходами: от образования, сбора, хранения, транспортировки и использования до окончательной утилизации, включая требования к объектам и оборудованию. Он определяет обязанности производителей отходов, сборщиков, хранителей, перевозчиков, утилизаторов, переработчиков и управляющих организаций.

Кроме этого, существуют дополнительные нормативные акты в сфере экологии.

Закон КНР о содействии циркулярной экономике, в котором приоритет отдается сокращению отходов, безопасному повторному использованию и переработке, а также определены обязанности производителей, переработчиков, продавцов и органов надзора, включая меры поддержки развития циркулярной экономики.

Закон КНР о содействии чистому производству, ориентированный на сокращение загрязнения на источнике и повышение эффективности использования ресурсов. Он определяет обязанности всех участников (производителей, переработчиков, продавцов, оценщиков и органов надзора) и продвигает подход к сокращению загрязнения на всех этапах жизненного цикла продукции, что способствует

устойчивому социально-экономическому развитию и улучшению окружающей среды

Для регулирования и стимулирования комплексного использования золы-уноса и содействия ее устойчивому развитию, в 1994 г. бывший Государственный комитет по экономике и торговле КНР совместно с еще пятью министерствами опубликовал «Положение о комплексном использовании золы-уноса». В 2013 г. Государственный комитет по развитию и реформам КНР вместе с девятью другими ведомствами выпустил пересмотренный вариант этого положения в форме совместного приказа [Порядок..., 2013], где уточняются понятия «зола-унос» и ее «комплексное использование», устанавливается принцип «кто производит — тот и отвечает, кто использует — тот и получает выгоду», определяются требования к комплексному управлению и направлению государственной поддержки, закрепляются обязанности соответствующих регулирующих органов.

В мае 2018 г. с целью продвижения ресурсосберегающего использования промышленных твердых отходов и содействия зеленому развитию промышленности, Министерство промышленности и информационных технологий КНР опубликовало два документа: «Временный порядок оценки комплексного использования ресурсов промышленных твердых отходов», и «Каталог продукции из промышленных твердых отходов, допущенной к комплексному использованию» [Объявление..., 2018].

Первый документ направлен на создание научной и стандартизированной системы оценки такого использования и побуждает предприятия активно участвовать в этом процессе. Второй документ включает 6 видов промышленных твердых отходов (включая угольные отходы, хвосты, шлаки, золу-унос, доменные шлаки и др., за исключением опасных отходов), а также: определяет перечень продукции, получаемой из них (в том числе 15 видов продукции из золы-уноса); устанавливает требования к техническим условиям и стандартам; указывает, что при отсутствии государственных или отраслевых стандартов следует использовать местные или корпоративные стандарты.

Кроме того, в 2017 г. бывшее Министерство охраны окружающей среды издало «Политику по предотвращению загрязнений на тепловых электростанциях» [Политика..., 2017], где также подчеркивается принцип приоритетного комплексного использования золы-уноса: размещать золу-унос на специально оборудованных площадках, соблюдать при хранении требования национального стандарта GB 18599-2020 «Стандарт по контролю загрязнения при хранении и захоронении обычных промышленных твердых отходов».

В Стандарте также указано, что зола-унос должна преимущественно использоваться для производства портландцемента, цемента с золой и бетона, соответствующих требованиям стандарта GB/T 1596-2017 «Зола-унос для цемента и бетона».

В 2018 г. Министерство промышленности и информационных технологий КНР в *Каталоге продукции из промышленных твердых отходов, допущенной к комплексному использованию* [Объявление..., 2018] включило все возможные направления использования золы-уноса, в том числе:

- применение в строительных материалах,
- извлечение металлических компонентов (оксид алюминия, оксид железа, металлы, металлические оксиды, редкоземельные элементы),
- производство белой сажи, синтетических цеолитов, реагентов для очистки воды и дымовых газов,
- получение жидкого стекла (силикат натрия), гидроксид алюминия, почвенных кондиционеров и т. д.

Начиная с 1950-х годов зола-уноса служит добавкой в производстве цемента и бетона и остается наиболее успешным способом ее утилизации во всем мире [Teixeira, et al., 2016]. По химическому составу зола-уноса близка к портландцементу и обладает высокой пуццолановой активностью [Shang, et al., 2018; Xu, et al., 2016]. Введение механически активированной золы-уноса в цемент или бетон значительно повышает их прочность и долговечность [Lu, et al., 2018; Mo, et al., 2017; Shi, et al., 2011; Zhuang, et al., 2016]. На практике в Китае широко применяются пустотелые блоки на основе золы-уноса [Wu, et al., 2015; Shi, et al., 2019], водопроницаемые кирпичи [Wang, et al., 2016] и теплоизоляционные плиты [Luo, Wang, 2008; Qi, et al., 2019] — благодаря простоте технологий и низкой стоимости.

Кроме того, около 9 % всего золошлака идет на перспективные направления, такие как высококачественные строительные материалы (керамика), извлечение полезных элементов и агроомелиорация.

В последние два десятилетия в Китае активно развиваются технологии извлечения оксида алюминия (Al_2O_3) из золы-уноса, образующейся при сжигании угля на тепловых электростанциях. Особое внимание к данному направлению обусловлено высокой концентрацией алюминия в золе, получаемой в ряде угледобывающих регионов — в частности, на юге Внутренней Монголии, севере провинции Шаньси и в провинции Шэньси, где содержание Al_2O_3 может достигать 40–50 %.

С целью стимулирования комплексного использования золы-уноса, в 2011 г. Государственный комитет по развитию и реформам КНР (NDRC) включил золу с высоким содержанием алюминия в перечень приоритетных направлений развития промышленности. Это стало началом реализации ряда промышленных проектов, направленных на получение глинозёма металлургического качества с применением различных технологических подходов.

Так, компания Inner Mongolia Melic Sea Ordos Al Co., Ltd. одна из первых в данной области применила схему известково-спекательного процесса с последующим низкотемпературным байеровским выщелачиванием, разработанную на основе польских технологий.

Inner Mongolia Datang International Recycling Resource Development Co., Ltd. реализует проект с использованием предварительной десиликации золы, после чего остаток спекается с кальциевым шлаком. Кроме оксида алюминия, в процессе дополнительно получают активный силикат кальция.

Технология, применяемая Shenhua Group Co., Ltd., основана на одностадийном кислотном выщелачивании с использованием соляной кислоты и включает фильтрацию, испарение, кристаллизацию и обжиг. В результате достигается высокий уровень извлечения глинозёма (~80–90 %), соответствующего требованиям металлургического качества.

Сходная технологическая схема применяется в проекте China Coal Pingshuo Coal Industry Co., Ltd., где в сотрудничестве с университетами и Институтом инженерных процессов Китайской академии наук реализована комбинация десиликации, карбонизации и последующего известково-содового спекания.

Компания Inner Mongolia Kaiyuan Ecological Aluminum Co., Ltd. использует технологию низкотемпературного спекания с сульфатом аммония, ориентируясь как на извлечение алюминия, так и на получение кремнийсодержащих побочных продуктов.

Аналогичный подход реализуется в проекте Erdos Electrical Metallurgical Co., Ltd., в котором применяется кислотное выщелачивание с последующим байеровским процессом. Помимо глинозёма (1 млн т/год), проект предусматривает выпуск побочных продуктов — цеолитов, силикатов натрия и белого кремнезёма в значительных объемах.

Дополнительно сообщается о технологическом прорыве компании Beijing Lucency Environ-tech Co., Ltd., дочернего предприятия China Guodian Corporation, в лабораторных исследованиях по комплексной переработке золы-уноса с получением глинозёма, SiO_2 и оксидов железа [Yao, 2014].

Учитывая активное развитие технологий переработки ЗШО в области переработки золы-уноса возникает необходимость не только в совершенствовании процессов извлечения ценных компонентов, но и в решении логистических и территориальных проблем, связанных с распределением CFA по стране. Несмотря на наличие масштабных производственных мощностей в ресурсных регионах, таких как Внутренняя Монголия и Шаньси, их удаленность от центров потребления преимущественно в юго-восточных прибрежных районах существенно затрудняет эффективную утилизацию вторичного сырья. Следовательно, дальнейшее развитие отрасли требует интеграции технологических решений с мерами по преодолению регионального дисбаланса между образованием и использованием золы-уноса, включая развитие локальных производств, логистических схем и рыночных стимулов.

Китай характеризуется значительными региональными различиями в уровне социально-эко-

номического развития. В целом, юго-восточные прибрежные районы опираются на товарно-ориентированную экономику, тогда как западные и северные регионы имеют ресурсозависимую структуру хозяйства [Wang, Ducruet, 2014]. Существенное опережение прибрежных районов по численности населения и уровню экономического развития привело к выраженному дисбалансу между производством и потреблением ЗШО.

В юго-восточных регионах, где сосредоточено наибольшее количество инфраструктурных проектов, наблюдается высокий спрос на цементы и бетоны с добавлением ЗШМ. В мегаполисах, таких как Шанхай и Шэньчжэнь, ЗШО не хватает, что приводит к повышению цен на вторичный материал.

Напротив, в таких регионах, как Шаньси, Внутренняя Монголия и Шэньси, где благодаря обширным запасам угля активно строятся и функционируют угольные электростанции [Fang, et al., 2019; Luo, et al., 2004; Yao, et al., 2014], образуется значительное количество ЗШО. Однако из-за низкой плотности населения и сдержанного темпа экономического роста, значительная часть золы накапливается на золоотвалах, не находя применения.

Дополнительной проблемой является засушливый климат этих территорий [Wu, Ci, 2002], что способствует высокой подвижности ЗШМ в окружающей среде и увеличивает риски вторичного загрязнения почв и атмосферного воздуха. Кроме того, ЗШМ характеризуется низкой объемной плотностью ($0,5\text{--}1,2\text{ г/см}^3$), что делает ее дальнейшую транспортировку экономически нецелесообразной.

Опыт России. По состоянию на сегодняшний день на специализированных золоотвалах, расположенных на территории Российской Федерации, накоплено порядка 1,3 млрд тонн золошлаковых отходов. Ежегодный прирост ЗШО составляет около 18 млн т, при этом лишь около 20 % из них повторно используется в качестве вторичного сырья [Максимов, 2023]. В настоящее время на территории страны функционируют 172 угольные теплоэлектростанции (ТЭС), на которых ежегодно сжигается свыше 123 млн тонн твердого топлива [Завальный, 2019].

Совокупная площадь золошлаковых отвалов превышает 28 тыс. га, причем в ряде случаев вследствие процессов урбанизации данные объекты оказались в непосредственной близости от зон жилой застройки. При этом пылеобразование и фильтрация продуктов хранения золы представляют собой потенциальную экологическую угрозу для окружающей среды и здоровья населения. Указанные данные были озвучены председателем Комитета Государственной Думы по энергетике П.А. Завальным в ходе круглого стола на тему «Законодательное регулирование использования золошлаковых отходов угольных ТЭС», состоявшегося 18 февраля 2019 г.

Распоряжением Правительства Российской Федерации от 9 июня 2020 г. № 1523-р утверждена *Энергетическая стратегия Российской Федерации*

на период до 2035 г. [Стратегия..., 2020]. В рамках данного стратегического документа предусмотрен комплекс мероприятий, направленных на охрану окружающей среды и снижение антропогенного воздействия на климат. Впервые в современной российской практике в документе установлен целевой показатель утилизации ЗШО — не менее 50 % от объема их ежегодного образования к 2035 г.

Согласно данным Энергетической стратегии, по состоянию на 2018 г. уровень утилизации ЗШО составлял лишь около 8 %, что значительно уступает показателям большинства индустриально развитых государств с высокой долей угольной генерации в энергобалансе — таких как Китай, США, Германия, Индия и Австралия.

Одним из существенных экономических рисков, связанных с сохранением существующей системы обращения с ЗШО в Российской Федерации, является истощение емкостей действующих объектов размещения отходов, прежде всего золоотвалов [Золотова, 2020]. Несмотря на то, что ЗШО официально отнесены к V классу опасности (практически неопасные), их длительное хранение без реализации надлежащих природоохранных мероприятий может способствовать накоплению токсичных соединений, концентрация которых превышает санитарные нормативы. Таким образом, продолжительное складирование ЗШО требует привлечения дополнительных финансовых и организационных ресурсов, направленных на предотвращение негативного воздействия на окружающую среду и здоровье населения.

В целях повышения эффективности использования ЗШО и продвижения принципов циркулярной экономики в 2019 г. была учреждена *Ассоциация развития вторичного использования сырья* [АРВИС, 2025]. Деятельность АРВИС направлена на формирование нормативной базы, поддержку пилотных проектов по переработке золошлаков, развитие рынка вторичного минерального сырья, а также взаимодействие между государственными структурами, энергетическими компаниями и переработчиками. Ассоциация активно участвует в разработке законодательных инициатив, направленных на признание ЗШО не отходами, а техногенным сырьем, пригодным для включения в производственные цепочки строительной, дорожной и химической отраслей.

В последние годы Ассоциация развития вторичного использования сырья (АРВИС) активно продвигает системный подход к утилизации золошлаковых отходов (ЗШО) в России. На Российской энергетической неделе 2024 г. генеральный директор АРВИС Ирина Золотова подчеркнула, что страна перешла от обсуждения возможности использования ЗШО к созданию полноценной отрасли вторичного вовлечения сырья в хозяйственный оборот [Золотова, 2024].

АРВИС инициирует пилотные проекты по применению ЗШО в дорожном строительстве. Так, в Алтайском крае и Кузбассе реализуются проекты,

где золошлаковые материалы используются при реконструкции автодорог. В частности, в Алтайском крае при реконструкции участка трассы Павловск — Колыванское — Ракиты — Топчиха применяются золы-уносы с Барнаульской ТЭЦ-3, что позволяет заменить часть цемента в дорожной смеси. В Кузбассе рассматривается использование шлакового песка с Томь-Усинской ГРЭС в строительстве автодороги Шарап — Восточный.

Несмотря на существование стратегических документов и инициатив, направленных на повышение уровня утилизации золошлаковых отходов, масштабная реализация подобных программ, сравнимая с китайским опытом, в России в настоящее время представляется затруднительной. Это обусловлено рядом объективных факторов. Во-первых, строительный сектор в Российской Федерации значительно менее масштабен и динамичен, чем в Китае, где государственные инвестиции в жилищное и инфраструктурное строительство обеспечивают устойчивый спрос на материалы, содержащие ЗШО. Во-вторых, территориальная диспропорция между источниками образования золошлаков и регионами с высоким спросом на строительные материалы осложняет их логистику и делает переработку экономически нецелесообразной.

Наиболее крупные угольные ТЭС и соответствующие золошлаковые отвалы сосредоточены преимущественно в Сибири и на Дальнем Востоке, тогда как наибольшая строительная активность наблюдается в Центральном федеральном округе, Санкт-Петербурге, Краснодарском крае и некоторых районах Поволжья. Такая пространственная асимметрия требует значительных затрат на транспортировку и создает инфраструктурные ограничения, которых в Китае удалось избежать за счет плотной индустриальной и строительной интеграции регионов.

Заключение. Проведенный анализ свидетельствует о том, что золошлаковые отходы, накопленные на объектах энергетической инфраструк-

туры, представляют собой значительный резерв минерального сырья, пригодного для включения в производственные цепочки, с одной стороны, а с другой, может играть весьма значимую роль в вопросах реализации цели устойчивого развития «Обеспечение перехода к рациональным моделям потребления и производства» и национальных целей развития России до 2030 г. с перспективой до 2036 г. Китай демонстрирует успешную модель переработки ЗШО, основанную на развитой правовой базе, региональной интеграции производства и потребления, а также инвестициях в технологические инновации. В России, несмотря на наличие целевых стратегий и инициатив (в частности, Энергетической стратегии до 2035 г. и деятельности АРВИС), уровень вовлечения ЗШО в хозяйственный оборот остается низким. Основными барьерами выступают слабая строительная активность в золообразующих регионах, высокие логистические издержки и отсутствие нормативной классификации ЗШО как ценного техногенного ресурса. Преодоление этих препятствий возможно при условии синхронизации национальных целей развития России с целями устойчивого развития, с одной стороны, а также законодательных, экономических и технологических мер при адаптации элементов китайского опыта, имеющего значительный опыт работы с ЗШО, к российским условиям. Имплементация китайского опыта по работе с ЗШО может стать одним из перспективных направлений по взаимодействию двух стран в рамках объединения БРИКС+. Стратегическое направление по утилизации и переработке ЗШО в России должно быть сосредоточено на формировании полноценной индустрии золы-уноса, способной внести вклад в экологическую безопасность и развитие циркулярной экономики, внести вклад в обеспечение национальных целей развития.

Финансирование. Статья выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 24-Ш05-09.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ассоциация развития вторичного использования сырья (АРВИС). Официальный сайт. URL: <https://arvis.online/> (дата обращения: 07.05.2025).

Годовой отчет по предотвращению загрязнения окружающей среды твердыми отходами в крупных и средних городах Китая (2014–2017). URL: <http://www.mee.gov.cn/hjzl/sthjzk/gtfwwrfz/> (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Годовой отчет по предотвращению загрязнения окружающей среды твердыми отходами в крупных и средних городах Китая (2018–2020). URL: <http://www.mee.gov.cn/hjzl/sthjzk/gtfwwrfz/> (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Завальный П.А. Зарубежный опыт использования золошлаковых отходов угольных ТЭС применим в России // Фракция «ЕДИНАЯ РОССИЯ» в Государственной Думе. 2019. 18 февр. URL: <https://er-gosduma.ru/news/pavel-zavalnyy-zarubezhnyy-opyt-ispolzovaniya-zoloshlakovykh-otkhodov-ugolnykh-tes-primenim-v-rossii/> (дата обращения: 07.05.2025).

Закон КНР о предотвращении загрязнения окружающей среды твердыми отходами 29.04.2020. URL: http://www.gov.cn/xinwen/2020-04/30/content_5507561.htm (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Закон КНР о содействии циклической экономике. 29.08.2008. URL: http://www.gov.cn/flfg/2008-08/29/content_1084355.htm (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Закон КНР о содействии чистому производству. 01.03.2012. URL: http://www.gov.cn/flfg/2012-03/01/content_2079732.htm (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Закон КНР об охране окружающей среды. 25.04.2014. URL: http://www.gov.cn/zhengce/2014-04/25/content_2666434.htm (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Золотова И.Ю. Начало «золошлакового» века: технологический суверенитет // Российская энергетическая неделя. 2024. URL: <https://rusenergyweek.com/news/nachalo>

%C2 %ABzoloshlakovogo%C2 %BB-veka-tehnologicheskij-suverenitet/ (дата обращения: 08.05.2025).

Золотова И.Ю. Риски сохранения текущей системы утилизации продуктов сжигания твердого топлива угольных ТЭС в России // Стратегические решения и риск-менеджмент. 2020. Т. 11, №. 2. С. 172–181.

Леонтьева Л.С., Воронов А.С., Барабошкин К.Е. и др. Достижение национальных целей развития России как фактор обеспечения национальной безопасности. МИР. (Модернизация. Инновации. Развитие). 2024;15(4):640-658

Максимов А. В 17 российских регионах ведется разработка программ утилизации продуктов сжигания угля на ТЭС и в котельных. Министерство энергетики (02.03.2023) РФ. URL: <https://www.minenergo.gov.ru/press-center/news-and-events?news-item=andrey-maksimov-v-17-rossiyskikh-regionakh-vedyetsya-razrabotka-programm-utilizatsii-produktov-szhiganiya-uglya-na-tes-i-kotelnykh> (дата обращения: 07.05.2025)

Объявление Министерства промышленности и информатизации КНР: № 26, 2018. 15.05.2018. URL: https://www.miit.gov.cn/zwgk/zcwj/wjfb/gg/art/2020/art_ace4b98d05fb4912a137b0347e09de73.html (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Политика предотвращения загрязнений на тепловых электростанциях: Объявление № 1, 2017. 10.01.2017. URL: http://www.mee.gov.cn/gkml/hbb/bgg/201701/t20170117_394809.htm (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Порядок комплексного использования золы-уноса (Приказ № 19). 17.01.2013. URL: <http://www.gov.cn/gzdt/att/att/site1/20130117/782bcb9a8be91261e0b001.pdf> (дата обращения: 05.05.2025). (На кит. яз.)

Цели в области устойчивого развития. Официальный сайт Организации объединенных наций. URL: <https://www.un.org/sustainabledevelopment/ru/sustainable-consumption-production> (дата обращения 07.05.2025)

Энергетическая стратегия Российской Федерации на период до 2035 года от 9 июня 2020 г. №. 1523-р // Министерство энергетики Российской Федерации. URL: <http://static.government.ru/media/files/w4sigFOiDjGVDYT4lgsApssm6mZRb7wx.pdf> (дата обращения: 07.05.2025)

Ainsworth C.C., Mattigod S.V., Rai D., Amonette J.E. Detailed physical, chemical, and mineralogical analyses of selected coal and oil combustion ashes. Palo Alto, CA: Electric Power Research Institute, 1993.

ASTM E2277-03: Standard Guide for Design and Construction of Coal Ash Structural Fills. ASTM International. 2023.

Bergeson K.L., Schlorholtz S., Demirel T. Development of a rational characterization method for Iowa fly ash. Final report. Iowa Department of Transportation, ISU-ERI 86-450, 1988.

Davison R.L., Natusch D.F.S., Wallace J.R., Evans C.A. Trace elements in fly ash: dependence of concentration on particle size // Environmental Science and Technology. 1974. Vol. 8. P. 1107–1112.

Diamond S. On the glass present in low-Ca and high-Ca fly ash // Cement and Concrete Research. 1984. Vol. 13. P. 459–464.

Enders M. Microanalytical characterization (AEM) of glassy spheres and anhydrite from a high-calcium lignite fly ash from Germany // Cement and Concrete Research. 1995. Vol. 25. P. 1369–1377.

Fang D., Chen B., Hubacek K., et al. Clean air for some: unintended spillover effects of regional air pollution pol-

icies // Science Advances. 2019. Vol. 5. Article eaav4707. DOI: 10.1126/sciadv.aav4707.

Fishman N.S., Rice C.A., Breit G.N., Johnson R.D. Sulphur-bearing coatings on fly ash from a coal-fired power plant: composition, origin, and influence on ash alteration // Fuel. 1999. Vol. 78. P. 187–196.

Flagan R.C., Friedlander S.K. Particle formation in pulverized coal combustion: a review. Paper presented at the Eighty-Second National Meeting of the American Institute of Chemical Engineers. Atlantic City, NJ, 1976.

Gieri R., Carleton L.E., Lumpkin G.R. Micro- and nano-chemistry of fly ash from a coal-fired power plant // American Mineralogist. 2003. Vol. 88. P. 1853–1865.

Helmuth R. Fly ash in cement and concrete. Skokie, IL: Portland Cement Association, 1987.

Hemmings R.T., Berry E.E. On the glass in coal fly ashes: recent advances // Materials Research Society Symposium Proceedings. 1988. Vol. 113. P. 3–38.

Hemmings R.Z., Berry E.E. Speciation in size and density fractionated fly ash // Materials Research Society Symposium Proceedings. 1986. Vol. 65. P. 91–104.

Hessley R.K., Reasoner J.W., Riley J.T. Coal science: an introduction to chemistry technology and utilization. New York, NY: John Wiley & Sons, 1986.

Hubbard F.H., McGill R.J., Dhir R.K., Ellis M.S. Clay and pyrite transformations during ignition of pulverized coal // Mineralogical Magazine. 1984. Vol. 48. P. 251–256.

Kaakinen J.W., Jorden R.M., Lawasani M.H., West R.E. Trace element behavior in coal-fired power plant // Environmental Science and Technology. 1975. Vol. 9. P. 862–869.

Katrinak K.A., Zygarlick C.J. Size-related variations in coal fly ash composition as determined using automated scanning electron microscopy // Fuel Processing Technology. 1995. Vol. 44. P. 71–79.

Li Q., Xu S., Gu Y.Y., et al. Present status and suggestions on the standard system of ecology and environment of fly ash in China // Journal of Environmental Engineering Technology. 2023. Vol. 13. No. 1. P. 438–446.

Linton R.W., Williams P., Evans C.A., Natusch D.R.S. Determination of the surface predominance of toxic trace elements in airborne particles by ion microprobe mass spectrometry and Auger electron spectroscopy // Analytical Chemistry. 1977. Vol. 49. P. 1514–1521.

Lu C.F., Wang W., Li Q. T., et al. Effects of micro-environmental climate on the carbonation depth and the pH value in fly ash concrete // Journal of Cleaner Production. 2018. Vol. 181. P. 309–317.

Luo K., Ren D., Xu L., et al. Fluorine content and distribution pattern in Chinese coals // International Journal of Coal Geology. 2004. Vol. 57. P. 143–149.

Luo Y.P., Wang L.J. Research on non-steam-cured and non-fired fly-ash thermal insulating materials // Journal of China University of Mining and Technology. 2008. Vol. 18. P. 116–121.

McCarthy G.J. X-ray powder diffraction for studying the mineralogy of fly ash // Materials Research Society Symposium Proceedings. 1988. Vol. 113. P. 75–86.

Miller R.N., Given P.H. The association of major, minor, and trace inorganic elements with lignites. I. Experimental approach and study of a North Dakota lignite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. Vol. 50. P. 2033–2043.

Mo L., Zhang F., Panesar D.K., Deng M. Development of low-carbon cementitious materials via carbonating Portland cement-fly ash-magnesia blends under various curing sce-

narios: a comparative study // *Journal of Cleaner Production*. 2017. Vol. 163. P. 252–261.

Peng B., Guo D., Qiao H., et al. Bibliometric and visualized analysis of China's coal research 2000–2015 // *Journal of Cleaner Production*. 2018. Vol. 197. P. 1177–1189.

Qi L., Xu J., Liu K. Porous sound-absorbing materials prepared from fly ash // *Environmental Science and Pollution Research*. 2019. Vol. 26. P. 22264–22272.

Qian J.C., Lachowski E.E., Glasser F.P. Microstructure and chemical variation in Class F fly ash glass // *Materials Research Society Symposium Proceedings*. 1988. Vol. 113. P. 45–53.

Qian J.C., Lachowski E.E., Glasser F.P. The microstructure of National Bureau of Standards reference fly ashes // *Materials Research Society Symposium Proceedings*. 1989. Vol. 136. P. 77–85.

Shang J., Dai J. G., Zhao T.J., et al. Alternation of traditional cement mortars using fly ash-based geopolymer mortars modified by slag // *Journal of Cleaner Production*. 2018. Vol. 203. P. 746–756.

Shi C., Jiménez A.F., Palomo A. New cements for the 21st century: the pursuit of an alternative to Portland cement // *Cement and Concrete Research*. 2011. Vol. 41. P. 750–763.

Shi Y., Li Y., Tang Y., et al. Life cycle assessment of autoclaved aerated fly ash and concrete block production: a case study in China // *Environmental Science and Pollution Research*. 2019. Vol. 26. P. 25432–25444.

Smith R. D. The trace element chemistry of coal during combustion and the emissions from coal-fired plants // *Progress in Energy and Combustion Science*. 1980. Vol. 6. P. 53–119.

Smith R.D., Campbell J.A., Nielson K.K. Concentration dependence upon particle size of volatilized elements in fly ash // *Environmental Science and Technology*. 1979. Vol. 13. P. 553–558.

Soroczak M.M., Eaton H.C., Tittlebaum M.E. An ESCA and SEM study of changes in the surface composition and morphology of low-calcium coal fly ash as a function of aqueous leaching // *Materials Research Society Symposium Proceedings*. 1987. Vol. 86. P. 37–47.

Su Y., Fang H. Research on fly ash policy in China // *Clean Coal Technology*. 2016. Vol. 22(4). P. 52–55.

Summers D.V., Rupp G.L., Gherini S.A. Physical-chemical characteristics of utility solid wastes. Palo Alto, CA: Electric Power Research Institute, EA-3236, 1983.

Teixeira E.R., Mateus R., Camoes A.F., et al. Comparative environmental life-cycle analysis of concretes using biomass and coal fly ashes as partial cement replacement material // *Journal of Cleaner Production*. 2016. Vol. 112. P. 2221–2230.

Tikalsky P.J. The effects of fly ash on the sulfate resistance of concrete. PhD dissertation. University of Texas at Austin, 1989.

Valkovic V. Trace elements in coal: volumes I and II. Boca Raton, FL: CRC Press, 1983.

Van der Sloot H.A., Nieuwendijk B.J. T. Release of trace elements from surface-enriched fly ash in seawater // *Wastes in the Ocean*. 1985. Vol. 4. P. 449–465.

Wang D., Wan K., Yang J. Measurement and evolution of eco-efficiency of coal industry ecosystem in China // *Journal of Cleaner Production*. 2019. Vol. 209. P. 803–818.

Wang L., Sun H., Sun Z., Ma E. New technology and application of brick making with coal fly ash // *Journal of Material Cycles and Waste Management*. 2016. Vol. 18. P. 763–770.

Wu B., Ci L.J. Landscape change and desertification development in the Mu Us Sandland, Northern China // *Journal of Arid Environments*. 2002. Vol. 50. P. 429–444.

Wu E.J., Chen K.Y. Chemical form and leachability of inorganic trace elements in coal ash. Palo Alto, CA: Electric Power Research Institute, EA-5115, 1987.

Wu J., Bai G.L., Zhao H.Y., Li X. Mechanical and thermal tests of an innovative environment-friendly hollow block as self-insulation wall materials // *Construction and Building Materials*. 2015. Vol. 93. P. 342–349.

Xu S., Wang J., Jiang Q., Zhang S. Study of natural hydraulic lime-based mortars prepared with masonry waste powder as aggregate and diatomite/fly ash as mineral admixtures // *Journal of Cleaner Production*. 2016. Vol. 119. P. 118–127. DOI: 10.1016/j.jclepro.2016.01.069

Yao Z.T., Xia M.S., Sarker P.K., Chen T. A review of the alumina recovery from coal fly ash, with a focus in China // *Fuel*. 2014. Vol. 120. P. 74–85.

Zang W.C., Wang F. Adhere to green development and promote industrial solid waste management and utilization // *Environmental Protection*. 2018. Vol. 46. No. 16. P. 12–16. (in Chinese).

Zhuang X.Y., Chen L., Komarneni S., et al. Fly ash-based geopolymer: clean production, properties and applications // *Journal of Cleaner Production*. 2016. Vol. 125. P. 253–267.

Статья поступила в редакцию 21.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 553.984

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-128-137

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫХ НУТОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА НОВЫХ ТЕРРИТОРИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ОСТРОВА САХАЛИН

Татьяна Федоровна Дьяконова¹, Наталья Андреевна Тюрина²✉, Лейла Кифах Бата³, Шухрат Валиджонович Мухидинов⁴, Екатерина Александровна Булгакова⁵, Александр Олегович Потапов⁶, Алена Дмитриевна Егорова⁷, Антон Георгиевич Калмыков⁸, Михаил Владимирович Сначев⁹, Георгий Александрович Калмыков¹⁰

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; turina2000@gmail.com✉, <https://orcid.org/0009-0009-1608-6957>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; leilabata@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-8818-8962>

⁴ ООО «Газпромнефть-НТЦ», Санкт-Петербург, Россия; mukhidinov.ShV@gazprom-neft.ru

⁵ ООО «Газпром нефть шельф», Санкт-Петербург, Россия; bulgakova.ea@gazprom-neft.ru

⁶ ООО «Газпром нефть шельф», Санкт-Петербург, Россия; potapov.AO@gazprom-neft.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.nosikova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0652-1195>

⁸ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁹ ООО «Газпромнефть-НТЦ», Санкт-Петербург, Россия; Snachev.MV@gazprom-neft.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Аннотация. В статье представлены результаты литолого-петрофизических исследований пород нутовского горизонта (поздний миоцен) на территории северо-восточного шельфа острова Сахалин. Для целевых отложений было выделено две основные обстановки осадконакопления: предфронтальная зона пляжа, представленная песчаниками с высокими фильтрационно-емкостными свойствами и мелководный шельф, сложенный глинисто-песчано-алевритовыми породами. На основе анализа керна и данных геофизических исследований скважин была создана литолого-фациальная модель, позволяющая прогнозировать продуктивные интервалы. Особое внимание уделено верхнениутовскому подгоризонту, при испытании которого впервые в регионе были получены промышленные притоки нефти. Результаты работы могут быть применены для дальнейшего освоения месторождений региона.

Ключевые слова: северо-восточный шельф острова Сахалин, позднемиоценовые отложения, петрофизические исследования, интерпретация ГИС, модель отложений

Для цитирования: Дьяконова Т.Ф., Тюрина Н.А., Бата Л.К., Мухидинов Ш.В., Булгакова Е.А., Потапов А.О., Егорова А.Д., Калмыков А.Г., Сначев М.В., Калмыков Г.А. Литолого-петрофизические особенности перспективных продуктивных позднемиоценовых нутовских отложений на новых территориях северо-восточного шельфа острова Сахалин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 128–137.

LITHOLOGICAL AND PETROPHYSICAL FEATURES OF PROMISING PRODUCTIVE LATE MIOCENE NUTOVSKIY DEPOSITS ON THE NEW TERRITORIES OF THE SAKHALIN ISLAND NORTH-EASTERN SHELF

Tatyana F. Dyakonova¹, Natalya A. Tyurina²✉, Leila K. Bata³, Shukhrat V. Mukhidinov⁴, Ekaterina A. Bulgakova⁵, Aleksander O. Potapov⁶, Alena D. Egorova⁷, Anton G. Kalmykov⁸, Michail V. Snachev⁹, Georgiy A. Kalmykov¹⁰

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dyakonovaf@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; turina2000@gmail.com✉, <https://orcid.org/0009-0009-1608-6957>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; leilabata@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-8818-8962>

⁴ LLC Gazprom-neft, St. Petersburg, Russia; mukhidinov.ShV@gazprom-neft.ru

⁵ LLC Gazprom-neft shelf, St. Petersburg, Russia; bulgakova.ea@gazprom-neft.ru

⁶ LLC Gazprom-neft shelf, St. Petersburg, Russia; potapov.AO@gazprom-neft.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.nosikova@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0652-1195>

⁸ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8862-8227>

⁹ LLC Gazprom-neft, St. Petersburg, Russia; snachev.MV@gazprom-neft.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

Abstract. The article presents the results of lithological and petrophysical studies of the Late Miocene Nutov Formation in the new area of the northeastern shelf of Sakhalin Island. Two main depositional environments were identified for the target sediments: a beach foreshore zone, represented by sandstones with high poroperm properties and a shallow shelf composed of clay-sandy-silty rocks. Based on core analysis and well-logging data, a lithological-facies model was developed to predict productive intervals. Special attention is given to the Upper Nutov Subhorizon, where commercial oil inflows were obtained. The results of this study can be applied to further development of the region's fields.

Keywords: northeastern shelf of Sakhalin Island, late Miocene deposits, petrophysical studies, well logging interpretation, deposition model

For citation: Dyakonova T.F., Tyurina N.A., Bata L.K., Mukhidinov S.V., Bulgakova E.A., Potapov A.O., Egorova A.D., Kalmykov A.G., Snachev M.V., Kalmykov G.A. Lithological and petrophysical features of promising productive late Miocene Nutovskiy deposits on the new territories of the Sakhalin Island north-eastern shelf. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 128–137. (In Russ.).

Введение. Остров Сахалин и его шельф является старейшим и одним из крупнейших нефтегазодобывающих регионов России [Харахинов, 2010]. Основная доля запасов углеводородов приходится на месторождения северо-восточного шельфа Охотского моря, относящиеся к Северо-Сахалинскому нефтегазоносному бассейну (рис. 1). Исторически основные продуктивные отложения данного бассейна приурочены к кайнозойским отложениям: в южной части — к неогеновому раннемиоценовому — дагинскому горизонту, а в северной — к средне-позднемиоценовым — окобыкайскому и нутовскому горизонтам [Гладенков и др., 2002].

В настоящее время значительная часть геологических исследований на шельфе Сахалина сосредоточена на изучении нутовского горизонта. Этот интерес обусловлен высоким нефтегазоносным потенциалом отложений, успешными примерами разработки крупных месторождений (Одопту-море, Пильгун-Астохское, Аркутун-Даги, Чайво) и развитием технологий для морского бурения.

Нутовский горизонт является регрессивно построенной, преимущественно песчаной толщей. В целом он представляет собой переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность горизонта может составлять до 1800 м, снизу он подстилается алевролитово-глинистыми породами окобыкайского горизонта, а сверху перекрывается песчаниками помырского горизонта. Нутовский горизонт делится на два подгоризонта: верхний и нижний (рис. 2).

Нижнениутовский подгоризонт N_{13nt1} формировался практически по всей территории Северного Сахалина. Основной объем осадков перемещался по долинам рек Палеоамгуни-Палеоаура в Северо-Сахалинскую дельту, где существовала система мигрирующих русел, разносивших обломочный материал по большой площади. Верхнениутовский подгоризонт ($N_{13}-N_{12nt2}$) в основном накапливался во впадинах Северного Сахалина и на его северном и восточном шельфе [Налимова, 2004].

Отложения нутовского горизонта на территории северо-восточного шельфа Сахалина имеют значительную латеральную и вертикальную изменчивость литологических и петрофизических свойств. К на-

стоящему времени на открытых месторождениях, сосредоточенных вдоль берега о. Сахалин, нефтедобыча ведется исключительно из нижнениутовского горизонта, так как верхнениутовский горизонт представлен преимущественно глинистыми породами. Большинство коллекторских песчаных интервалов приурочено к обстановкам дельтовых систем. На более отдаленных от суши участках разрез нутовского горизонта в целом становится более глинистым, что связано с более глубоководными обстановками [Шегай, Толстиков, 2022].

В последнее десятилетие восточнее разрабатываемых месторождений было пробурено три поисково-разведочные скважины и по результатам их испытаний была подтверждена продуктивность не только нижнего, но и верхнениутовского горизонта. Поскольку данная территория ранее не изучалась, а количество пробуренных скважин ограничено, разрез остается недостаточно исследованным, что требует детального анализа для выявления перспек-

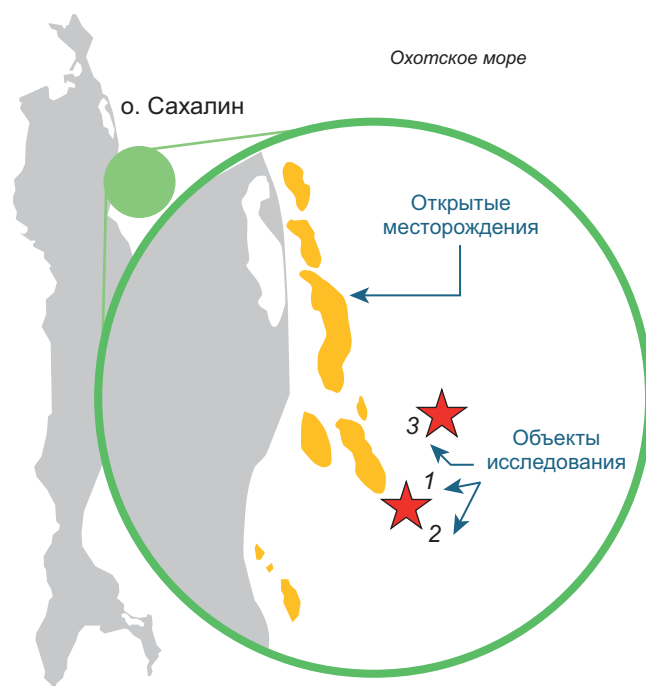


Рис. 1. Схема расположения открытых месторождений северо-восточного шельфа о. Сахалин с указанием объектов исследования (отмечены красными звездочками)

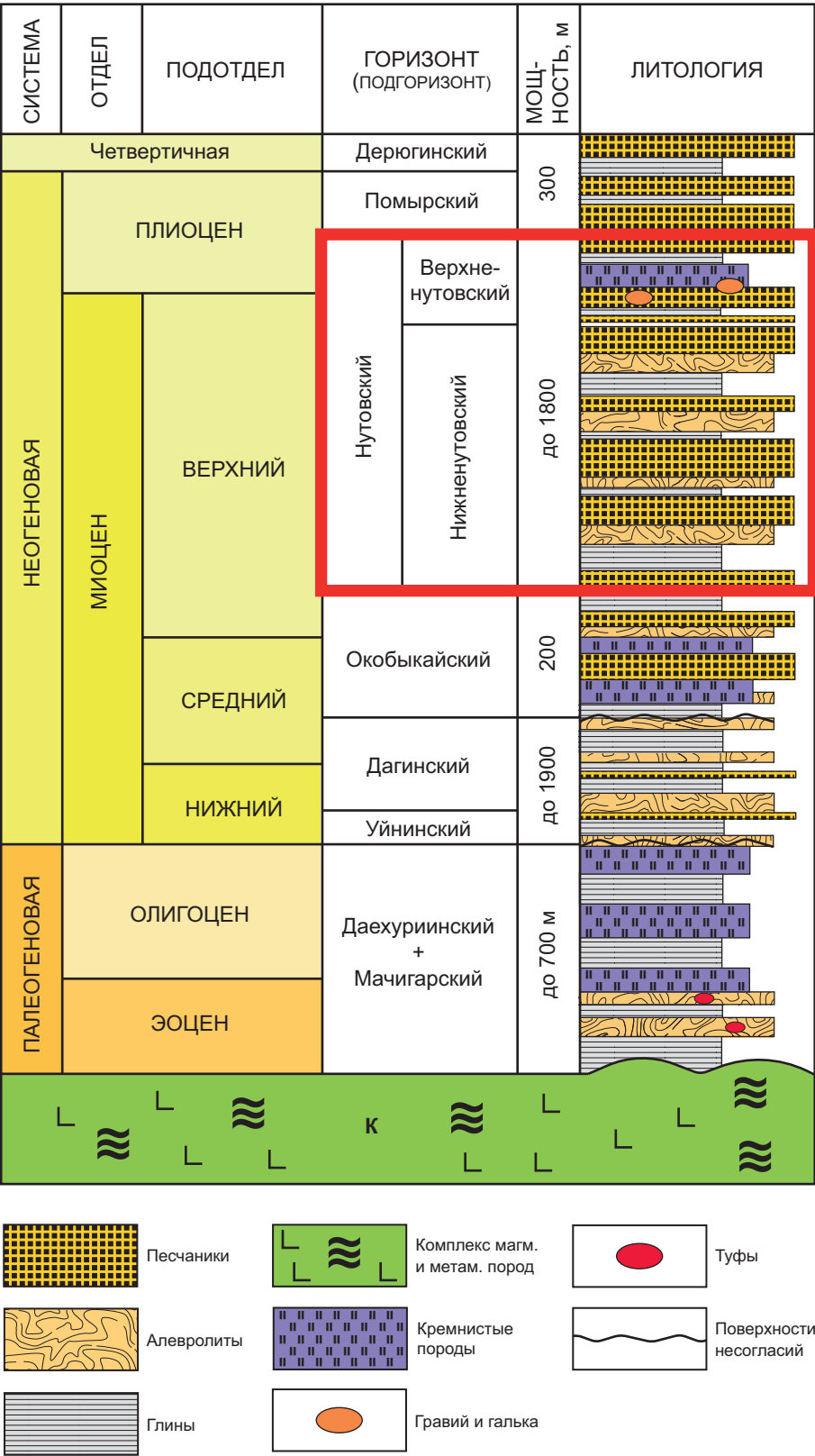


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка для северо-восточного шельфа острова Сахалин. Исследуемый горизонт выделен красным квадратом по [Харахинову, 2010]

тивных интервалов. При этом из-за изначальной ориентации при бурении на разведку продуктивного на всей территории нижненутовского интервала, верхненутовский подгоризонт оказался слабо охарактеризован керном, что не позволяет оценить литолого-физические свойства всего разреза.

Целью данной работы является анализ изменения литолого-петрофизических характеристик пород

нутовского горизонта по разрезу, создание петрофизической модели, и прогнозирование свойств в интервалах, не охарактеризованных керновыми исследованиями.

Объект исследований. В работе использованы результаты исследований керна и ГИС по трем скважинам, расположенным на северо-восточном шельфе острова Сахалин (рис. 1). В тектоническом

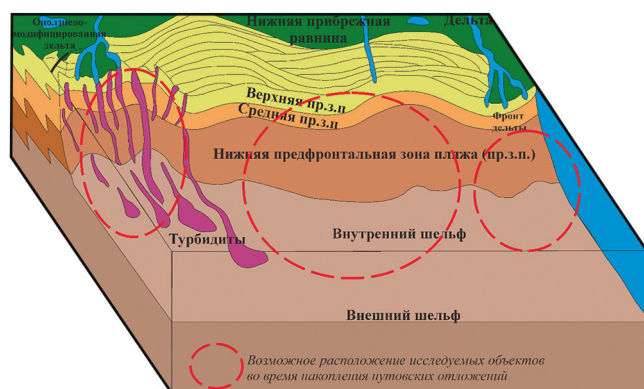


Рис. 3. Концептуальная модель условий формирования целевых отложений по [Venner, et al., 2009]

плане все объекты приурочены к структуре 1-го порядка — Восточно-Сахалинскому прогибу, в отношении структур 2-го порядка скважины 1 и 2 приурочены к Одоптинской антиклинальной зоне, а скважина 3 — к Восточно-Одоптинской антиклинальной зоне. [по Харахинову, 2010]. Керном в скважине 1 охарактеризован только нижненутовский подгоризонт, в скважине 3 — только верхненутовский, в скважине 2 — обе части нутовской свиты.

Прогноз литолого-петрофизических свойств отложений нутовского горизонта был выполнен с учетом фациальной принадлежности пород. Фациальная привязка литолого-петрофизических свойств отложений нутовской свиты наблюдается на петрофизической зависимости коэффициента проницаемости от пористости по газу, по гранулометрическому составу пород, на фотографиях шлифов и снимках из РЭМ.

Открытая пористость и проницаемость определялась методом газовольюметрии при атмосферных условиях. Образцы керна были предварительно проэкстрагированы и высушены. Гранулометрический состав пород определялся методом лазерной дифракции. Комплекс ГИС включал в себя стандартный комплекс каротажных кривых: гамма-каротаж (ГК), боковое каротажное зондирование, плотностной (ГГК-п) и акустический каротаж (АК).

Обстановки осадконакопления нутовского горизонта. Образование нутовских отложений на большинстве открытых месторождений северо-восточного шельфа Сахалина связано с деятельностью палеорек, так как в породах диагностируются тектурные признаки обстановок фронта дельты.

На изучаемой территории, расположенной восточнее открытых месторождений, ни тектурные особенности, ни детрит, свидетельствующие о дельтовой обстановке, не встречены, а встречающиеся группы фаций соответствуют морским условиям. По результатам литологического описания керна нутовского горизонта установлено, что осадконакопление на изучаемой территории происходило в условиях периодического колебания уровня моря. [Жуковская, Сначев, 2020]. Для отложений выделяется две

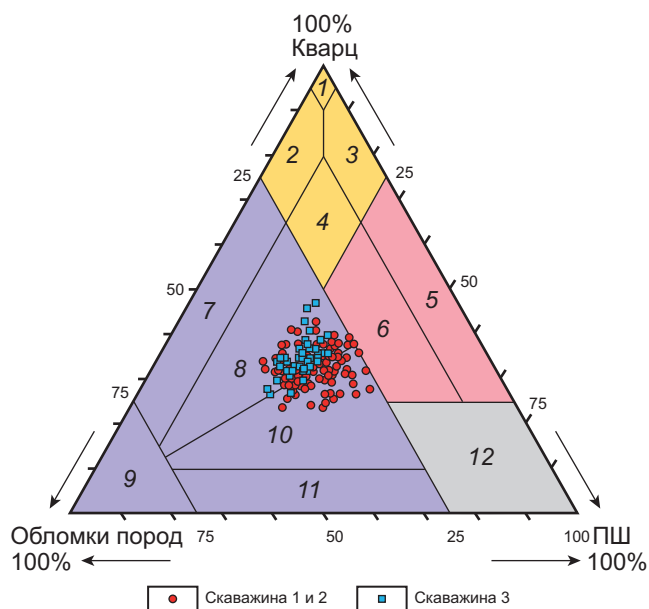


Рис. 4. Треугольная диаграмма породообразующих компонентов [Шванов, 1988] по В.Д. Шутову [Шутов, 1975] с нанесенными значениями процентов содержания основных породообразующих компонентов, полученных по микроскопическому исследованию шлифов изучаемых объектов — кварцевая группа: 1 — мономиктовые кварцевые, 2 — кремнекlastито-кварцевые, 3 — полевошпат-кварцевые, 4 — мезомиктовые кварцевые; аркозовая группа: 5 — собственно аркозы, 6 — граувакковые аркозы; граувакковая группа (граувакки): 7 — кварцевые, 8 — полевошпат-кварцевые, 9 — собственно граувакки, 10 — кварц-полевошпатовые, 11 — полевошпатовые, 12 — породы не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления) и различных литокластов

основных обстановки, неоднократно сменяющие друг друга по разрезу: предфронтальная зона пляжа и мелководный шельф.

Исследуемые объекты при накоплении отложений нутовского горизонта могли быть расположены либо в зоне дельтового конуса, но дальше от фронта дельты в сторону моря, либо вне зоны дельты. Предполагаемое расположение объектов на концептуальной модели осадконакопления нутовской свиты по [Venner, Coyne, 2009] показано на рис. 3.

По данным микроскопического анализа (шлифов) песчаники и алевролиты верхне- и нижненутовских отложений изучаемой территории имеют преимущественно граувакковый состав — полевошпат-кварцевые граувакки (рис. 4). Единичные образцы относятся к аркозовой группе, однако имеют приграничные с граувакками значения. Такие свойства пород могут указывать о близости места накопления осадков к источнику сноса, что делает более достоверной теорию расположения объектов ниже зоны дельты на концептуальной модели.

Литолого-петрофизические характеристики пород основных фаций. Сравнение результатов определения гранулометрического состава пород и литологических исследований показало четкое деление разреза на две основные фации (рис. 5).

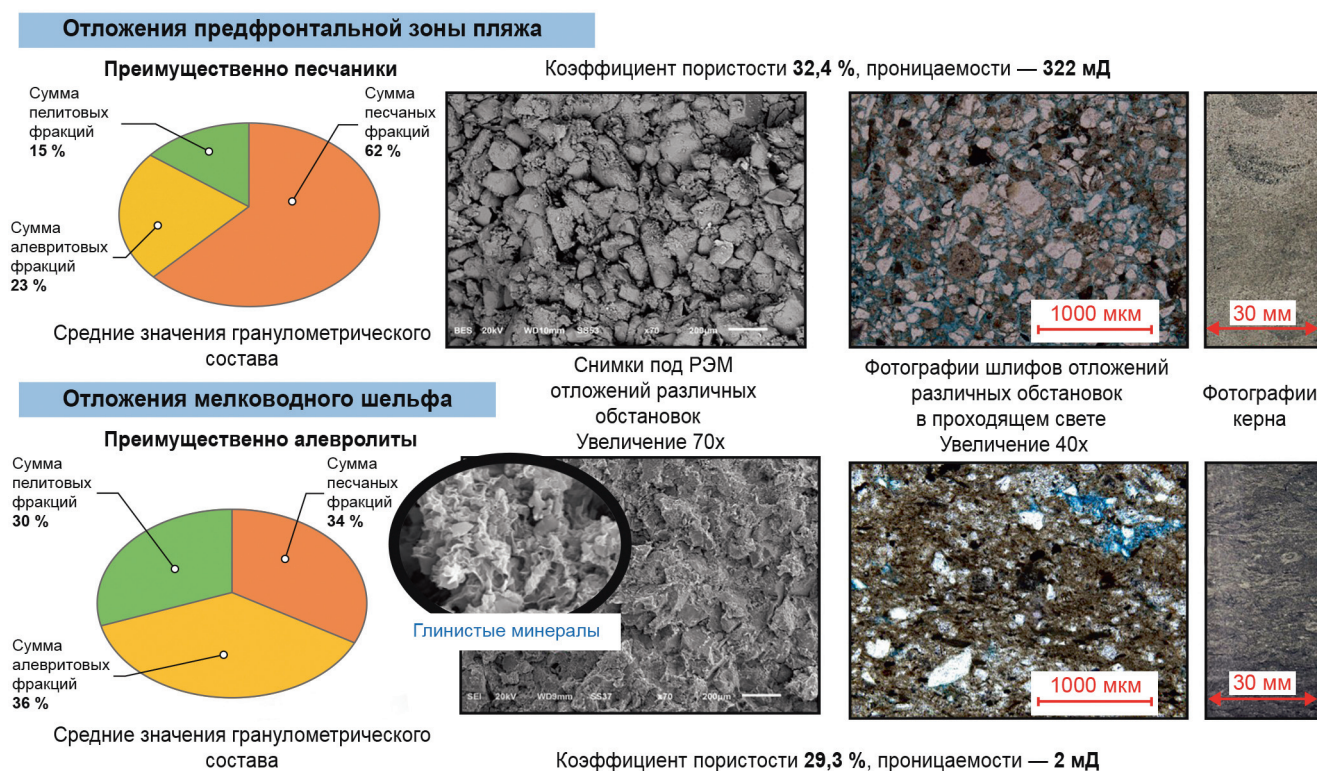


Рис. 5. Основные обстановки осадконакопления нутовских отложений

Предфронтальная зона пляжа, представленная преимущественно песчанниками. Для данной фации содержание песчаной фракции по гранулометрии составляет в среднем 62 %, алевритовой — 23 %, пелитовой — 15 %. На представленном снимке эталонного образца (рис. 5), полученном на растровом электронном микроскопе (РЭМ), установлено большое количество зерен кварца и малая доля глинистых минералов. На фотографии шлифа также видно большое количество пор.

Мелководный шельф, представленный глинисто-песчано-алевритистыми отложениями, преимущественно — алеврититами. Для пород данной обстановки характерно содержание песчаной фракции 34 %, алевритовой 36 %, пелитовой — 30 %. На снимке РЭМ (рис. 5) диагностируются только глинистые минералы, наращенные на зернах кварца. Пористость в шлифах незначительная.

При сопоставлении значений фильтрационно-емкостных свойств пород двух групп фаций (рис. 6) видно, что для алевритистых пород мелководного шельфа при средней пористости 32–36 % коэффициент проницаемости в среднем не превышает 10 мД, а в песчаных отложениях предфронтальной зоны пляжа проницаемость на порядок выше, в среднем до 100 мД. Это связано, во-первых, с разной гидродинамической активностью зон осадконакопления, а во-вторых, со вторичными преобразованиями различных литологических типов пород. В плагиоклазах и калиевых полевых шпатах наблюдается глинизация — процесс замещения минералов серицитом и пелитом (каолинитом). За счет глинизации

полевых шпатов также уменьшаются радиусы поровых каналов и, соответственно, проницаемость.

Анализ основной петрофизической зависимости коэффициента проницаемости от пористости. На зависимости коэффициента проницаемости от пористости (Кпр-Кп) (рис. 7) наблюдается дифференциация нутовских отложений на две группы: нижненутовского и верхненутовского горизонтов по скважинам 1 и 2. Можно отметить закономерность, что тренд верхнего нута скважины 3 соответствует тренду нижнего нута скважин 1 и 2. Это может быть связано с большими глубинами залегания пластов нутовских отложений в скважине 3, где разница со скважинами 1 и 2 составляет около 1000 м. Соответственно, отложения всего нутовского горизонта скважины 3 накапливались на глубинах нижненутовского горизонта скважин 1 и 2, что отразилось на той же зависимости на графике Кпр-Кп.

Также стоит отметить, что по имеющемуся описанию керна большинство пород нижненутовского горизонта скважин 1 и 2 относится к фации предфронтальной зоны пляжа (более песчаным отложениям), а верхненутовского — к фации мелководного шельфа. Наибольший интерес для изучения в скважине 3 представляет кровельная часть отложений верхненутовских отложений, не охарактеризованная керновыми исследованиями, в которой получен наибольший из трех исследуемых скважин промышленный приток нефти (рис. 8). Так как вынос керна не охватывает весь разрез, характеристики большей части отложений остаются неизвестными по прямым исследованиям керна.

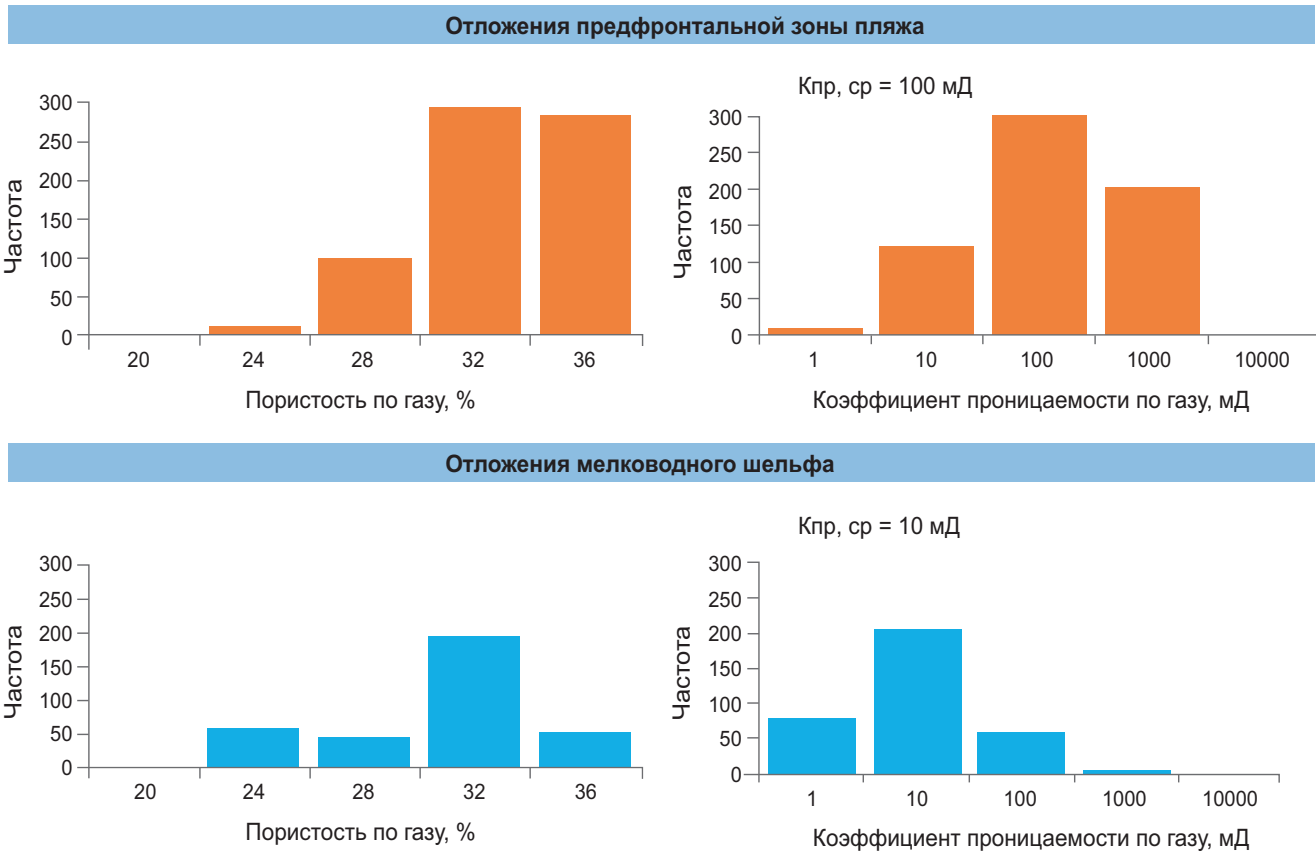


Рис. 6. Статистические распределения фильтрационно-емкостных свойств пород разных фациальных групп

Для прогнозирования строения разреза и поиска перспективных интервалов необходимо построить литолого-фациальную модель разреза по комплексу керна и ГИС.

Для разделения отложений по фациальной принадлежности статистическим методом по результатам гранулометрических исследований керна получено граничное значение песчанистости ($C_{\text{песч}}$): при $C_{\text{песч}} > 45\%$ пропластку присваивается обстановка «предфронтальная зона пляжа», при $C_{\text{песч}} < 45\%$ — «мелководный шельф» (рис. 9). Оценки величин $C_{\text{песч}}$ по разрезу скважин производились по ГИС.

Расчет гранулометрической модели разреза нутовских отложений. Для прогнозирования литолого-фациальной принадлежности коллекторов по разрезу скважины была создана методика моделирования гранулометрического состава пород методами ГИС с использованием зависимостей «кern-кern» и «кern-ГИС».

Расчет глинистости. Определение глинистости производилось по единой для всего разреза зависимости содержания пелитовой фракции от двойного разностного параметра гамма-каротажа ($\Delta\Gamma_k$) (рис. 10, а).

Расчет алевритовой составляющей. Содержание алевритовой фракции наилучшим образом коррелируется со значением пористости в породе. Наблюдается дифференциация зависимостей $C_{\text{алевр}}-K_p$ (рис. 10, б) для ниже и верхненутовских отложений скважин 1 и 2, аналогичная дифференци-

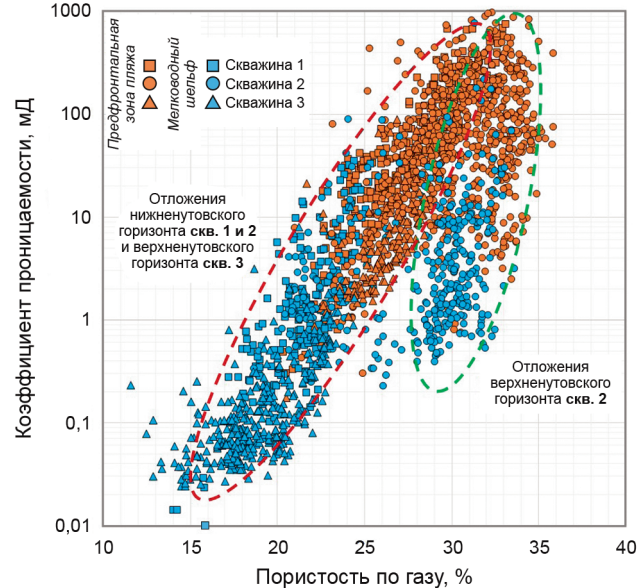


Рис. 7. Зависимость коэффициента проницаемости от пористости с дифференциацией нутовских отложений по возрасту и условиям осадконакопления

ация наблюдается на зависимости $K_{pr}-K_p$ (рис. 7). В результате для расчета $C_{\text{алевр}}$ ниже- и верхненутовских пород применялись разные формулы. Для всего разреза скважины 3 была принята зависимость для нижненутовского горизонта скважин 1 и 2, что связано с разницей глубинах накопления отложений.

Для оценки алевритистости по всему разрезу необходимо было произвести расчет пористости по

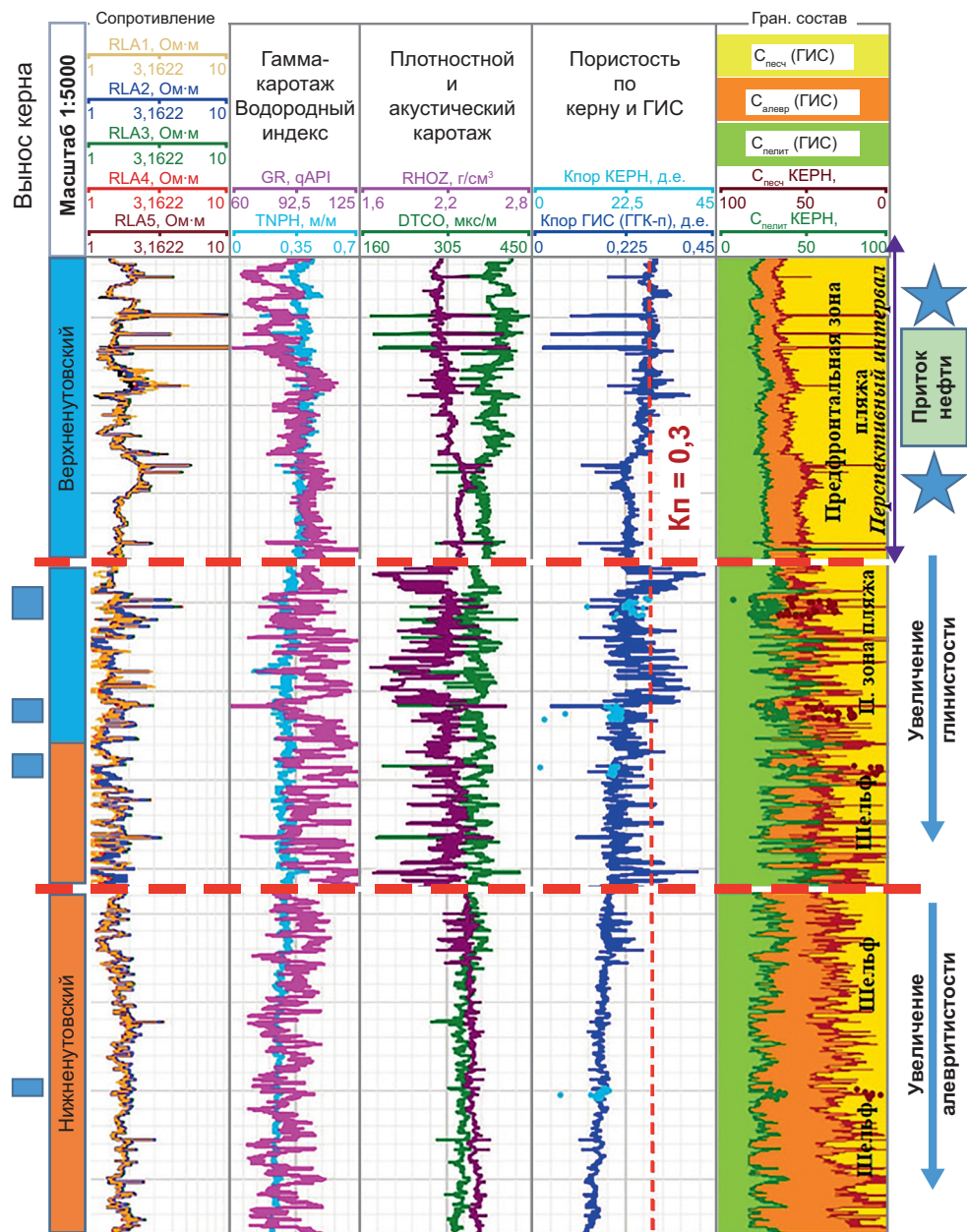


Рис. 8. Фрагменты литолого-фациальной модели разреза нутовских отложений скважины 3 с результатами испытаний и предполагаемыми обстановками по разрезу. Красными пунктирными линиями показано разделение между фрагментами планшета с разным литологическим составом пород, меняющимся вниз по разрезу. Точками показаны значения Кп и гранулометрического состава пород, полученные по керну

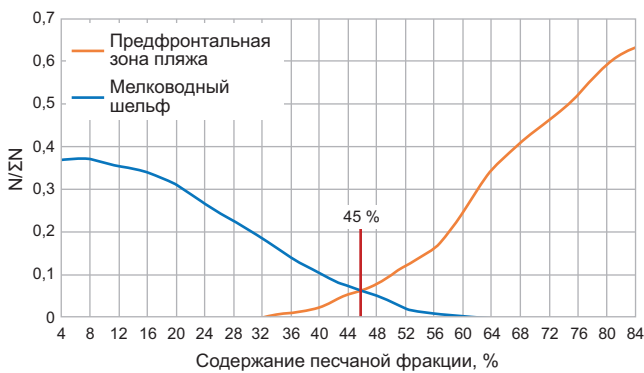


Рис. 9. Граничное значение песчаности $C_{\text{песч}}$ для определения обстановок осадконакопления по гранулометрической модели с использованием методов ГИС

ГИС. Коэффициент пористости оценивался в терригенных отложениях по гамма-гамма-плотностному методу (ГГК-п) по формуле:

$$K_{\text{п}} = \frac{\delta_{\text{ТВ}} - \delta_{\text{п}}}{\delta_{\text{ТВ}} - \delta_{\text{ж}}},$$

где $\delta_{\text{п}}$ — плотность объемная, г/см^3 , $\delta_{\text{ТВ}}$ — плотность твердой компоненты, г/см^3 , $\delta_{\text{ж}}$ — плотность жидкости, г/см^3 .

Плотность жидкости принята равной 1 г/см^3 , плотность твердой фазы получена единой для верхне- и нижненутовского горизонта из зависимости «кern-кern» объемной и минеральной плотности

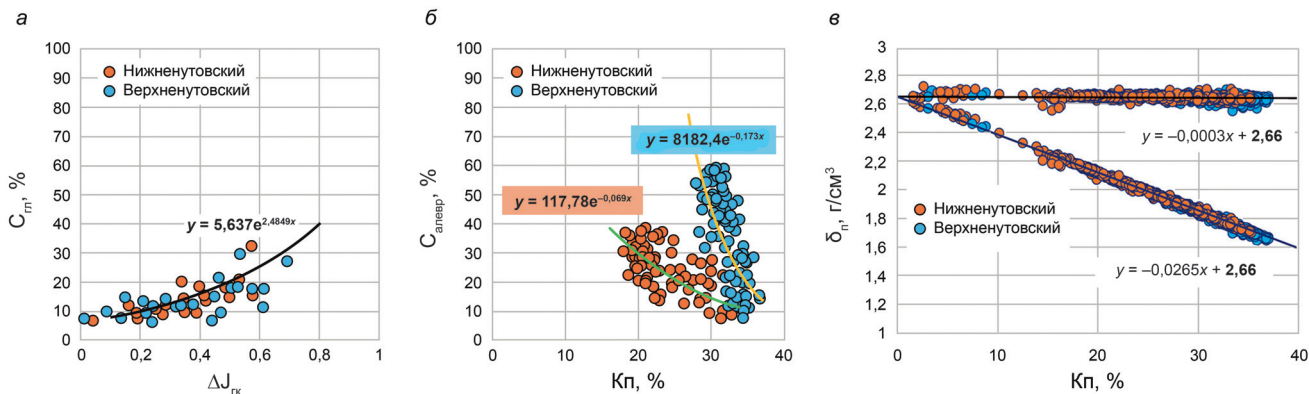


Рис. 10. Зависимости для расчета гранулометрического состава: а — зависимость типа «кern-ГИС» пелитовой фракции ($C_{гп}$) от двойного разностного параметра по гамма-каротажу ($\Delta J_{гк}$), б — зависимость типа «кern-кern» алевритовой фракции ($C_{алевр}$) от коэффициента пористости ($Kп$), в — зависимость типа «кern-кern» объемной и минеральной плотности ($\delta_{п}$) от коэффициента пористости ($Kп$)

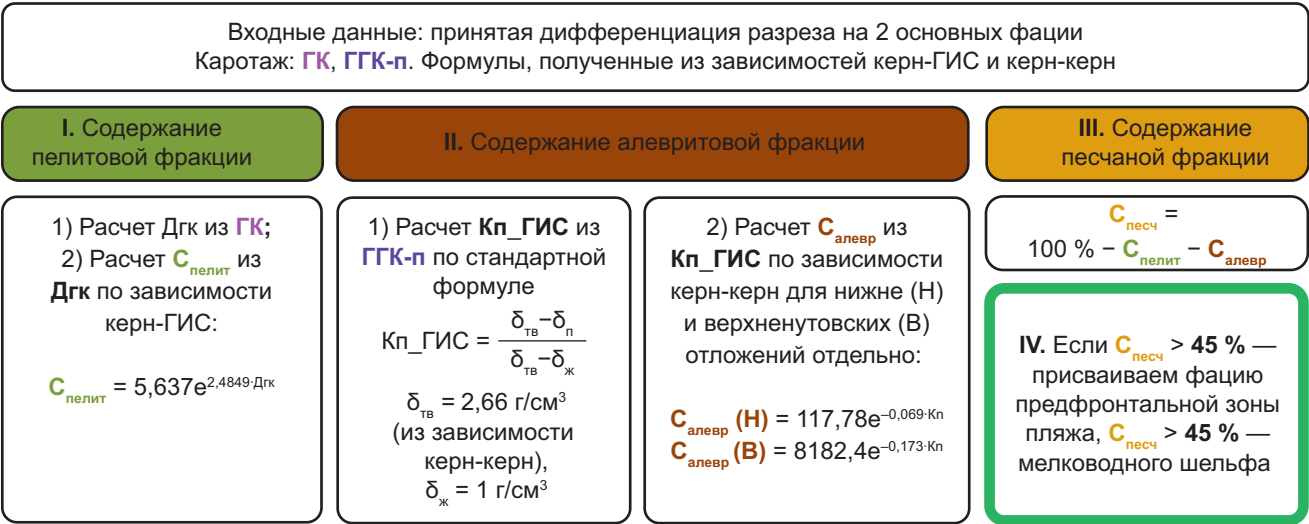


Рис. 11. Алгоритм для использования методики расчета гранулометрической (и фациальной) модели разреза нутовских отложений на изучаемой территории

от коэффициента пористости и составила 2,66 г/см³ (рис. 10, в).

После расчета содержания пелитовой и алевритовой фракций по всему разрезу было рассчитано содержание *песчаной фракции*:

$$C_{песч} = 100 - (C_{гп} + C_{алевр}),$$

где $C_{песч}$, $C_{гп}$ и $C_{алевр}$ — содержание песчаной, глинистой и алевритистой фракций соответственно.

Гранулометрическая модель отложений нутовской свиты позволила выделить перспективные интервалы, приуроченные к определенным фациальным обстановкам. Блок-схема с последовательностью действий для получения литолого-фациальной модели представлена на рис. 11.

Литолого-фациальная модель по разрезу скважин. На рис. 12 представлен геолого-геофизический планшет разреза нутовских отложений по скважине 2, где показана литолого-фациальная модель по ГИС, точками нанесены значения гранулометрического состава образцов по исследованиям керна. В от-

дельных интервалах разреза по ГИС получают завышенные значения алевритистости по сравнению с керном, что связано с карбонатными прослоями, которые влияют на повышение объемной плотности по ГГК, и, как следствие, на снижение расчетной пористости, приводя к повышению алевритистости по ГИС.

Для скважины 3 (рис. 8), по которой керн был отобран частично, с помощью полученной по ГИС литолого-фациальной модели в верхней части верхненутовской подсвиты по значению $C_{песч} > 45 \%$ стало возможным выделить мощные прослои продуктивных отложений предфронтальной зоны пляжа со средней пористостью около 30 %. Из этого интервала в скважине 3 были получены промышленные притоки нефти. Далее вниз по разрезу породы предфронтальной зоны пляжа сменяются песчанисто-глинисто-алевритистыми породами мелководного шельфа: сначала увеличивается глинистая составляющая, а в нижненутовском интервале — алевритистая. Обстановки шельфа согласуются с результатами описания и исследований керна.

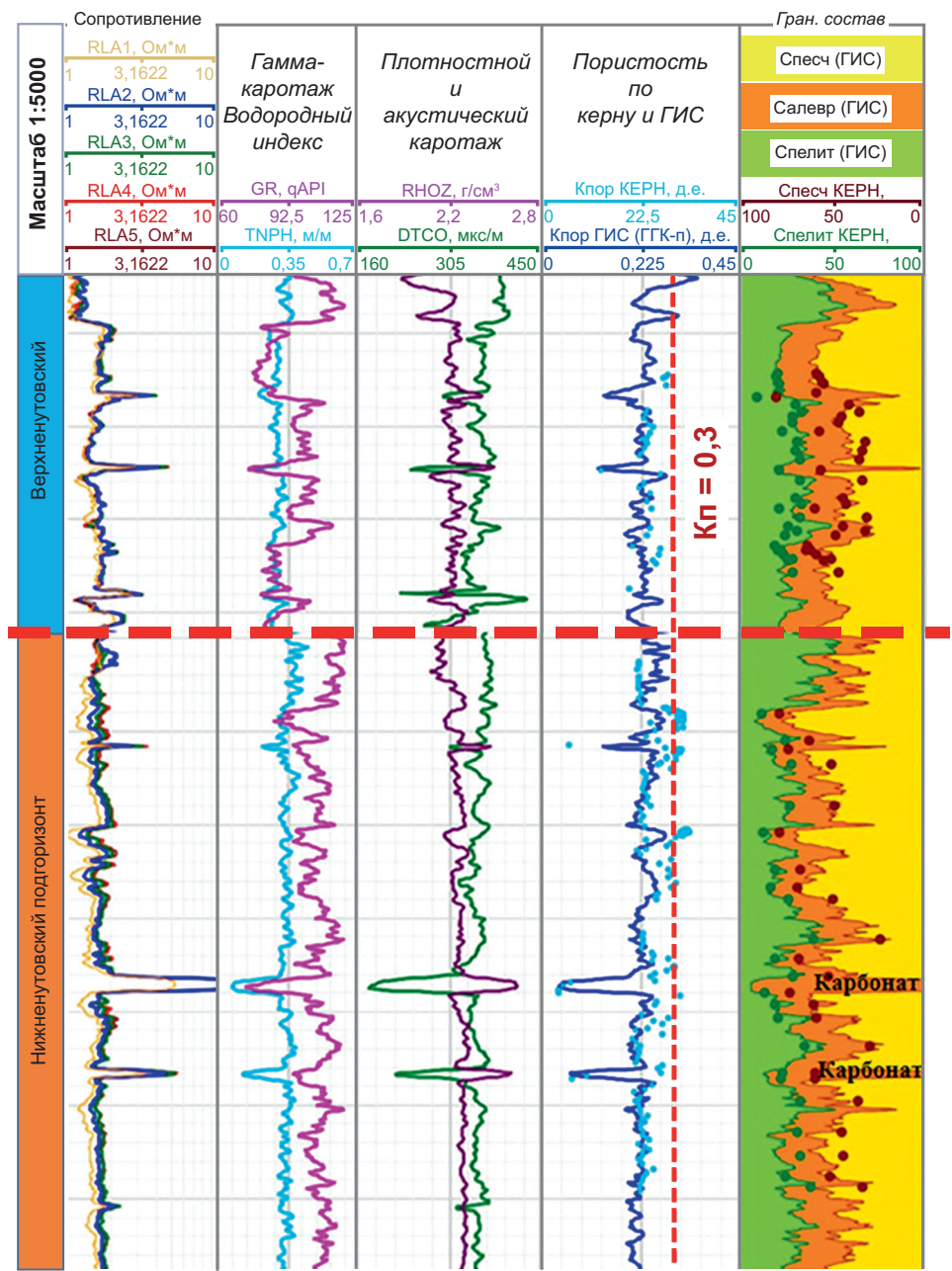


Рис. 12. Фрагменты литолого-фациальной модели для нутовских отложений скважины 2 с нанесенными значениями гранулометрического состава пород по данным образцов керна. Красной пунктирной линией показано разделение между двумя фрагментами планшета, относящимся к ниже- и верхненутовскому подгоризонту

Закключение. В результате проведенных исследований керна и ГИС разреза нутовского горизонта по вновь пробуренным скважинам 1, 2, 3 северо-восточного шельфа острова Сахалин установлено, что по литологическим, гранулометрическим и петрофизическим характеристикам выделяются две основные обстановки осадконакопления — предфронтальная зона пляжа и мелководный шельф. Породы предфронтальной зоны пляжа представлены преимущественно песчаниками с высокими фильтрационно-емкостными свойствами, зоны мелководного шельфа — преимущественно песчано-глинисто-алевроитовыми породами.

Зависимости коэффициента проницаемости от пористости по керновым данным скважин 1 и 2 зна-

чительно отличаются для и нижнего и верхненутовского подгоризонтов. Установлено, что область точек по части исследованного керна верхненутовских пород скважины 3 оказалась сопоставимой с нижненутовскими породами скважин 1 и 2, что, вероятнее всего, связано с большими по сравнению со скважинами 1 и 2 глубинами скважины 3, где разница для одновозрастных пластов составляет около 1000 м.

Для характеристики всего разреза нутовских отложений с целью получения литолого-фациальной модели представлена разработанная методика интерпретации ГИС, основанная на исследованиях керна и ГИС (рис. 11). Модель основана на расчете гранулометрического состава пород по керну с привязкой к данным ГИС. Полученное

граничное значение песчанистости $S_{\text{песч,гр}}=45\%$ позволяет выделить основные группы обстановок осадконакопления. По результатам разработанной модели в скважине 3 в верхней части верхненутовского горизонта при отсутствии отбора керна стало возможным выделить интервал отложений предфронтальной зоны пляжа со средней пористостью 30 %, продуктивность которого подтверждена

результатами испытаний. Это позволяет делать прогноз по дальнейшему бурению новых объектов в районе скважины 3, и целевым горизонтом рассматривать именно верхнюю часть верхненутовской свиты. Разработанная литолого-фациальная модель нутовской свиты может быть опробована на соседних месторождениях северо-восточного шельфа о. Сахалин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гладенков Ю.Б., Дмитриева Т.В., Басов В.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

Жуковская Е.А., Сначев М.В., Коротаев М.В., Смирнов А.С. Модель седиментации нижненутовских отложений месторождения Нептун (северо-восточная часть шельфа о. Сахалин) // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2020. Т. 15, № 4. С. 12.

Мишаков Г.С., Ковальчук В.С., Ярошевич М.С. Особенности развития Северо-Сахалинского осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 82–84.

Налимова Н.А. Геологическое строение Охино-Эхабинского нефтегазоносного района и выявление геолого-промысловых критериев продуктивности природных резервуаров: Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2004. 180 с.

Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1998. 352 с.

Шегай В.И., Толстиков А.В. Новые сейсмические данные о строении и перспективах нефтегазоносности верхнемиоценовых и плиоценовых отложений северо-восточного шельфа о. Сахалин // Геология нефти и газа. 2022. № 3. С. 67–83.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 115 с.

Venner B., Coyne P.L. SS-Sakhalin-1: Chayvo Field Sub-surface Development and Learnings // Offshore Technology Conference (OTC-20209-MS). Houston, 2009. 15 p.

Статья поступила в редакцию 20.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 551.763.1(470.62)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-138-152

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ДЛЯ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Елена Васильевна Яковичина¹✉, Ульяна Сергеевна Ломакина²,
Святослав Юрьевич Яковичин³, Сергей Иванович Бордунов⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ulmk2002@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; carapaxy@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

Аннотация. Представлены результаты реконструкции питающих провинций для отложений нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Полученные данные позволили уточнить палеообстановки седиментации и установить источники сноса обломочного материала. Основной источник находился к северо-востоку от изучаемой территории в районе Скифской плиты, также существовал дополнительный источник, располагавшийся на юго-востоке, в районе Большого Кавказа. В берриасе–валанжине периодически размывались верхнеюрские рифы вдоль южного края Скифской плиты.

Ключевые слова: Кавказ, нижний мел, литология, источники сноса, палеообстановки

Для цитирования: Яковичина Е.В., Ломакина У.С., Яковичин С.Ю., Бордунов С.И. Реконструкция питающих провинций для отложений нижнего мела Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 138–152.

RECONSTRUCTION OF THE SOURCES PROVINCES FOR THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

Elena V. Yakovishina¹✉, Ulyana S. Lomakina², Svyatoslav Yu. Yakovishin²,
Sergey I. Bordunov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0002-1021-565X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ulmk2002@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; carapaxy@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1156-0496>

Abstract. The results of the reconstruction of source provinces for the Lower Cretaceous deposits of the Northwestern Caucasus are presented. The data obtained made it possible to clarify the paleoenvironments of the sedimentation and identify the sources of clastic material erosion. The main source of the clastic material was located to the northeast of the studied territory in the area of the Scythian Plate, and there was also a source in the southeast, in the Greater Caucasus region. In the Berriasian–Valanginian, Upper Jurassic reefs along the southern edge of the Scythian Plate were periodically eroded.

Keywords: Caucasus, Lower Cretaceous, lithology, source province, paleoenvironments

For citation: Yakovishina E.V., Lomakina U.S., Yakovishin S.Yu., Bordunov S.I. Reconstruction of the sources provinces for the Lower Cretaceous deposits of the North-Western Caucasus. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 138–152. (In Russ.).

Введение. В Северо-Западном сегменте Кавказа среди отложений мезозоя широко распространены терригенные комплексы раннемелового возраста. Нижнемеловые отложения этого района особенно интересны для исследований, так как являются нефтегазоносными. Начиная с 1950-х годов на этой территории активно велись геолого-съёмочные работы, детальные тематические исследования, разведка и поиск углеводородов [Луппов, 1952; Мордвилко, 1960; Бурлин, 1961; Егоян, 1969; и др.]. В то же время обстановки формирования, а также

особенности седиментации в палеобассейне требуют уточнения.

Нижнемеловые отложения северо-западного Кавказа характеризуются достаточно выдержанным составом: это преимущественно песчано-глинистые отложения с прослоями конгломератов и сидеритовыми стяжениями [Корсаков и др., 2013]. Базальная толща мела отражает следы активизации тектонического режима, о чем говорит грубый по размерности и разнообразный состав ее обломочных пород. Примечательно, что начало каждой свиты маркируется

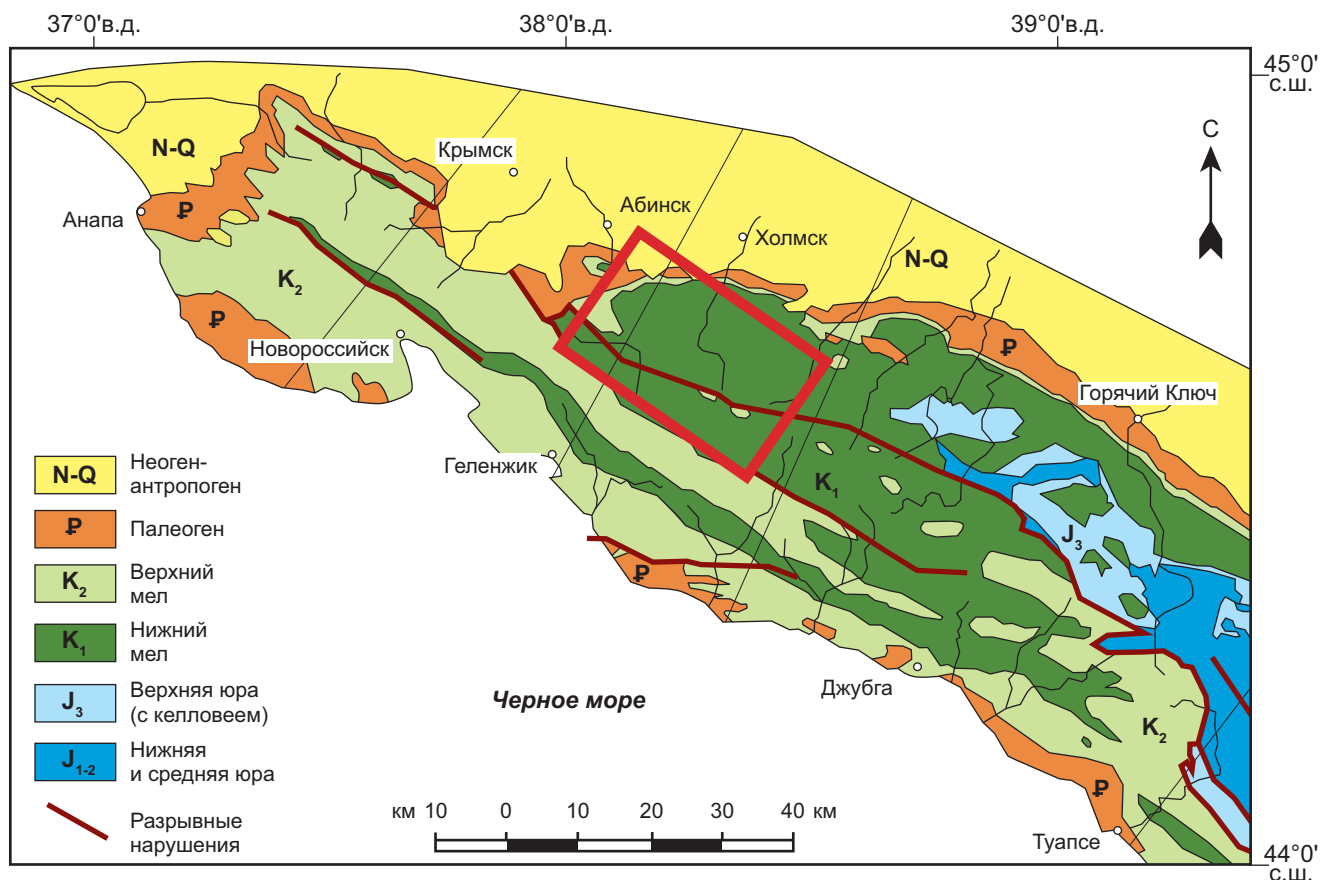


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Северо-Западного Кавказа, по [Маринин, Расцветаев, 2008], с изменениями. Красный прямоугольник — расположение района исследований

песчано-глинистой толщей с прослоями конгломератов или крупнозернистых песчаников, что также может указывать на смену тектонического режима или влияние эвстатических изменений уровня моря.

Исследования в данной работе ориентированы на выяснение природы и состава комплексов пород — источников обломочного материала, их расположения и условия седиментации в палеобассейне района исследований (рис. 1). В работе рассматриваются литологическая и минералого-петрографическая характеристики песчаных пород раннемелового возраста. Проведено подробно минералого-петрографическое исследование прозрачных шлифов, и по полученным соотношениям породообразующих компонентов песчаников построены генетические диаграммы Шутова [Шутов, 1975] и палеогеодинамические диаграммы Диккинсона [Dickinson, 1970, 1985].

Методы и материалы. Аналитические исследования проводились на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Вещественный состав пород изучался в петрографических шлифах, изготовленных из 93 образцов, отобранных из песчаных пород обнажений района исследований [Швецов, 1958; Шванов и др., 1998]. Шлифы изучены под микроскопом «Zeiss Lab. A1».

Классификация трехкомпонентных пород в данной работе приведена в виде треугольных диаграмм, на которых согласно процентному содержанию

компонентов располагаются поля, отвечающие песчаникам определенного состава. Для этого была использована классификационная диаграмма В.Д. Шутова, на которую впоследствии наносился компонентный состав изучаемых песчаников. Для отображения составов пород на диаграмме был использован программный комплекс GRAPHHER 15.2 (разработчиком программного комплекса является компания Golden Software Inc.), позволяющий строить трехкомпонентные диаграммы. Состав обломочной части породы пересчитывался на 100 % для трех используемых для классификации компонентов: кварца, полевых шпатов (плагиоклаз и калиевый полевой шпат (КПШ)) и литокластов. Диаграммы строились для всех рассмотренных комплексов отдельно.

Для определения тектонических типов питающих провинций были использованы дискриминантные диаграммы В.Р. Диккинсона [Dickinson, 1970, 1985]. Типизация источников сноса приведена в достаточно общем виде. Состав обломочной части породы, как и в предыдущем случае пересчитывался на 100 % для трех используемых для классификации компонентов: кварца, полевых шпатов (плагиоклаз и КПШ) и литокластов. Диаграммы строились для всех рассмотренных комплексов отдельно.

Результаты и обсуждение. Литологическое описание разреза. Исследуемая территория на-

ходится в области северо-западного погружения складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа и сопряженного с ним Западно-Кубанского краевого прогиба. Большой Кавказ в пределах описываемой территории включает фрагмент северного склона. Этот район относится к структурно-фациальной Абино-Гунайской подзоне зоны Северо-Западного Кавказа [Корсаков и др., 2013]. Объектом исследований были отложения нижнего мела, включающие следующие местные литостратиграфические подразделения (свиты) снизу в верх (рис. 2).

Мачмаловская свита (K_{1mc}) имеет согласные границы с вышележащими отложениями. Нижний контакт несогласный с пихтарской свитой (J_3-K_{1pht}). Литологический состав представлен переслаиванием известковых глин и песчаников, местами с прослоями сидерита. Мощность варьируется в пределах 220–350 м. В основании свиты грубозернистый запорожский горизонт (K_{1zp}) Представлен чередованием глин и песчаников с горизонтами конгломератов. Мощность до 130 м. Возраст свиты — ранний берриас.

Чаталовская свита (K_{1ch}) в основании сложена мергелями, перекрытыми переслаивающимися глинами и песчаниками, иногда содержащими прослой гравелитов. Мощность свиты — 250 м. Возраст — поздний берриас.

Свита чепси ($K_{1čp}$) сложена темно-серыми, зеленовато-серыми глинами с прослоями (0,01–0,03 м) сидеритов. Максимальная мощность свиты до 850 м. В основании свиты горизонт дерби (K_{1db}). Представлен линзами конгломератов и пачками переслаивания глин и песчаников. Мощность — до 145 м. Возраст горизонта — валанжин. Возраст свиты — валанжин-ранний готерив.

Шишанская свита ($K_{1šš}$) представлена темно-серыми, черными глинами с редкими прослоями более светлых алевролитов и тонко-мелкозернистых песчаников. Отмечаются линзовидные прослой и конкреции сидеритов. В верхней части разреза текстуры кон-ин-кон (или «конус в конусе»). В основании свиты выделяется более грубозернистый солодкинский горизонт (K_{1sl}). В бассейне реки Хальб сложен конгломератами мощностью до 10 м, содержащих обломки известняков размером до 30 см. Вверх по разрезу можно наблюдать чередование известковистых и алевритистых глин, алевролитов и гравелитистых песчаников. Мощность горизонта достигает 50 м. Общая мощность свиты 500–900 м. Возраст — поздний готерив.

Афипская свита (K_{1af}) отличается более глинистым составом. Она образована темно-серыми, зеленовато-серыми с темно-фиолетовыми марганцовистыми примазками глинами, слабо или сильно алевритистыми, содержит редкие прослой алевролитов. В базальной части свиты повсеместно развит фанарский горизонт (K_{1fn}). На большей части территории он сложен пачками песчаников, гравелитов, конгломератов достигающими 15–25 м

мощности. Мощность горизонта — до 250 м. Его возраст — ранний баррем. Общая мощность свиты до 750 м. Возраст свиты — баррем — ранний апт.

Убинская свита (K_{1ub}) выходит в западной части района исследований, представлена глинами с конкрециями и прослоями сидерита, текстурами кон-ин-кон, редкими прослоями и пачками переслаивания с алевролитами, песчаниками (от 1 до 10 см). В нижней части свиты убинский горизонт (K_{1ub}) представлен пачкой мощностью 7,5 м песчаников и конгломератов содержащих обильные растительные остатки. Мощность горизонта достигает 160 м. Общая мощность свиты до 750 м. Возраст — ранний апт.

Свита шапсухо ($K_{1šp}$) сложена темно-серыми глинами, полосчатыми, пластичными, с прослоями алевролитов (от 1 до 5 см), с сидеритовыми стяжениями. Мощность свиты более 150 м. Возраст — поздний апт.

Розначеевская свита (K_{1rz}) представлена темно-серыми до черных глинами с прослоями зеленовато-серых алевролитов с сидеритовыми стяжениями и глауконитом. Мощность до 250 м. Возраст — альб.

Минералого-петрографическая характеристика. Запорожский горизонт представлен преимущественно граувакками довольно пестрого состава: от кварцевых граувакк до собственно граувакк (рис. 3). На диаграмме (рис. 4) также можно отметить несколько образцов песчаников, попадающих на границу между мезомиктовыми кварцевыми песчаниками и кремне-кластито-кварцевыми песчаниками. Таким образом, общий тренд распределения точек можно охарактеризовать как этапность созревания осадочного материала в зоне гумидной седиментации [Шутов, 1975].

Структура песчаников преимущественно средне-мелкозернистая. Текстура неяснослоистая, мелкопятнистая, вероятно местами биотурбирована. Сортировка средняя. Зерна полуокатанные или полуугловатые. Кварц представлен обломками различной окатанности и формы, погасание имеет различное: одномоментное, блоковое и волнистое, что указывает на несколько источников сноса, часто обломки корродированы кальцитом. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами как относительно неизмененными с хорошо заметными полисинтетическими двойниками, так и сильно вторично измененными, зачастую вторично корродированные кальцитом. Литокласты имеют различную степень окатанности и сортированности. Состав их разнородный: встречаются обломки верхнеюрских известняков, обломки магматических (гранитоиды и основные эффузивы) и метаморфических (кварциты, кварц-слюдаые сланцы) пород. Цемент в песчаниках от 10 до 40 %, по составу преимущественно карбонатный, по количеству поровый, однако встречаются базальный, спаритовый и пойкилитовый. Так же

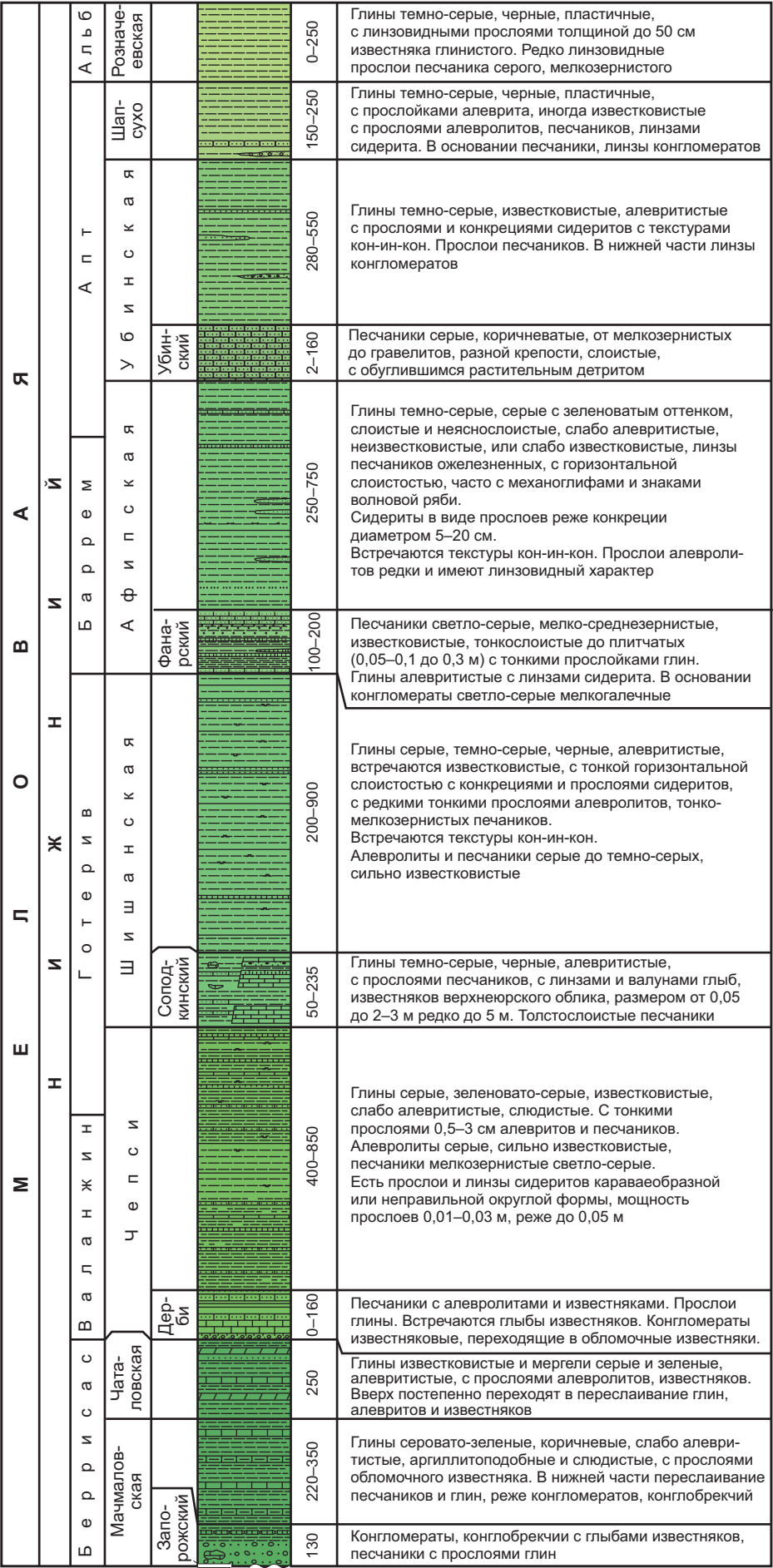


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка нижнего мела района исследований

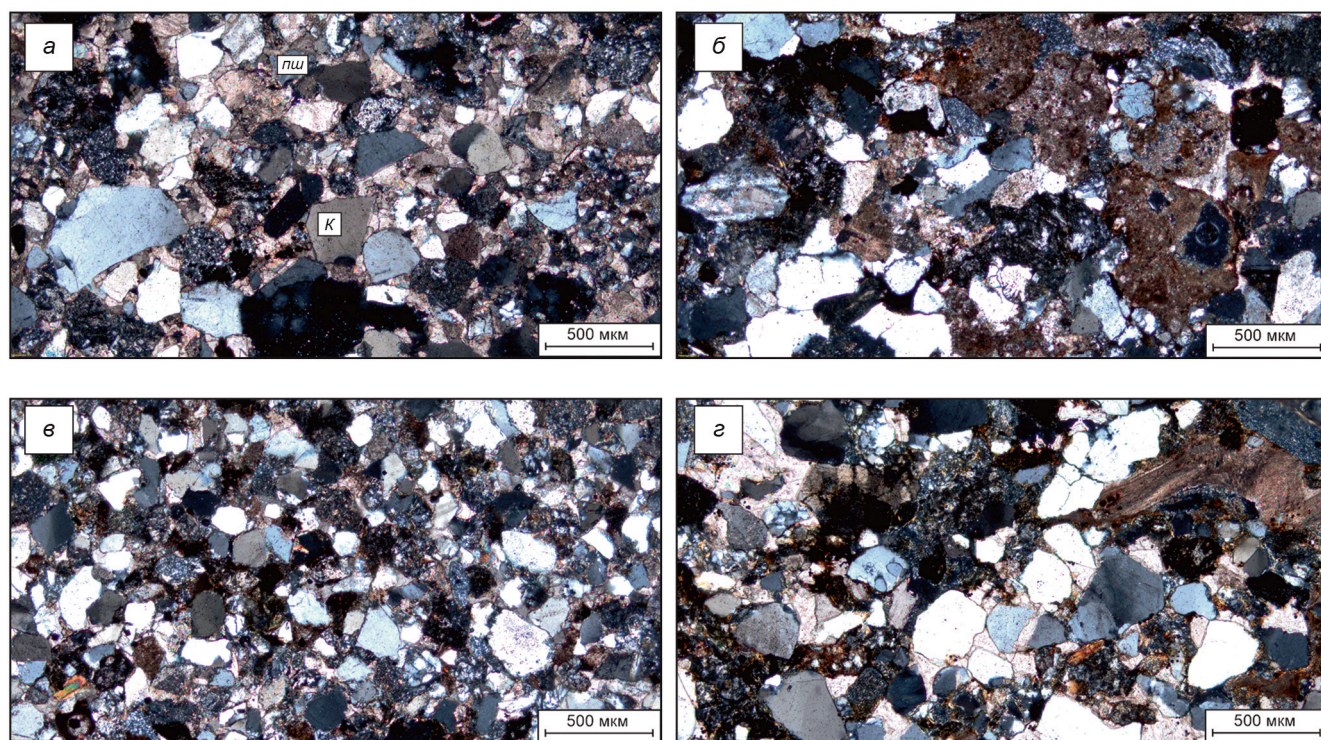


Рис. 3. Фото шлифов песчаников запорожского горизонта: а — полевошпатово-кварцевая граувакка (шлиф 138/4), б — кварцевая граувакка (шлиф 513/6), в — полевошпатово-кварцевая граувакка с лучшей сортировкой и окатанностью зерен, чем образец 138/4 (шлиф 1111/3), г — кварцевая граувакка (шлиф 1112/4). Никели скрещены

присутствует глинистый пленочный и местами поровый цемент.

Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, апатитом, реже гранатом, что указывает на размыв гранитно-метаморфических комплексов древней платформы. Зерна как окатанные, так и полуокатанные, что указывает на дальность переноса осадочного материала. Рудная фаза представлена сильно окисленным пиритом и гидроокислами железа. Содержание минералов тяжелой фракции не превышает 5 %. В единичных образцах можно встретить органические включения или хорошо окатанные зерна глауконита, что может указывать на изменение гидродинамики и условий седиментации [Аллен и др., 1990].

Горизонт дерби представлен в основном мезомиктовыми и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками (рис. 5). Так же можно наблюдать, что минералогический состав нескольких образцов соответствует группе граувакковых песчаников. Важно отметить, что вверх по разрезу увеличивается количество кварцевой составляющей, что формируется выраженный тренд, соответствующий созреванию осадочного материала в зоне гумидной седиментации [Шутов, 1975; Dickinson, 1985].

Структура песчаников от средне- до тонкозернистой. Текстура тонко параллельно-слоистая. Сортировка средняя. Зерна полуглобоватые или полуокатанные. Среди обломков кварца преобладают зерна с однородным погасанием. Среди полевых шпатов преобладают калиевые полевые шпаты, представлен-

ные микроклином, зерна которого обычно сильно корродированы кальцитом. Среди литокластов доминируют метаморфические породы, чаще всего это слюдистые или серицитовые сланцы, а также микрокристаллические кварциты. Магматических пород среди литокластов заметно меньше, это в основном гранитоиды и средние эффузивы. Цемент занимает от 10 до 30 % от общего объема породы. Состав цемента преимущественно карбонатный или глинисто-карбонатный поровый; кварцевый цемент встречается в качестве контактного. Среди акцессорных минералов устанавливаются апатит, турмалин, циркон и даже единичные зерна роговой обманки. В рудной фазе можно выделить зерна пирита. А в качестве вторичных минералов единичные зерна глауконита.

На рис. 5 видна динамика изменения состава песчаных пород горизонта дерби, переход от крупнозернистых разностей с полуглобоватыми зернами к мелкозернистым с полуокатанными, при этом сортировка пород становится лучше, что указывает на постепенное удаление области осадконакопления от источника сноса [Петтиджон и др., 1976].

Солодкинский горизонт фациально очень неоднороден. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (рис. 4) видно, что песчаники горизонта заметно различаются, соответствуя как полевошпатово-кварцевым грауваккам, так и мезо- и олигомиктовым кварцевым разностям (рис. 6). Тренд от граувакк к практически чистым кварцевым породам отражает этапность созревания осадочного мате-

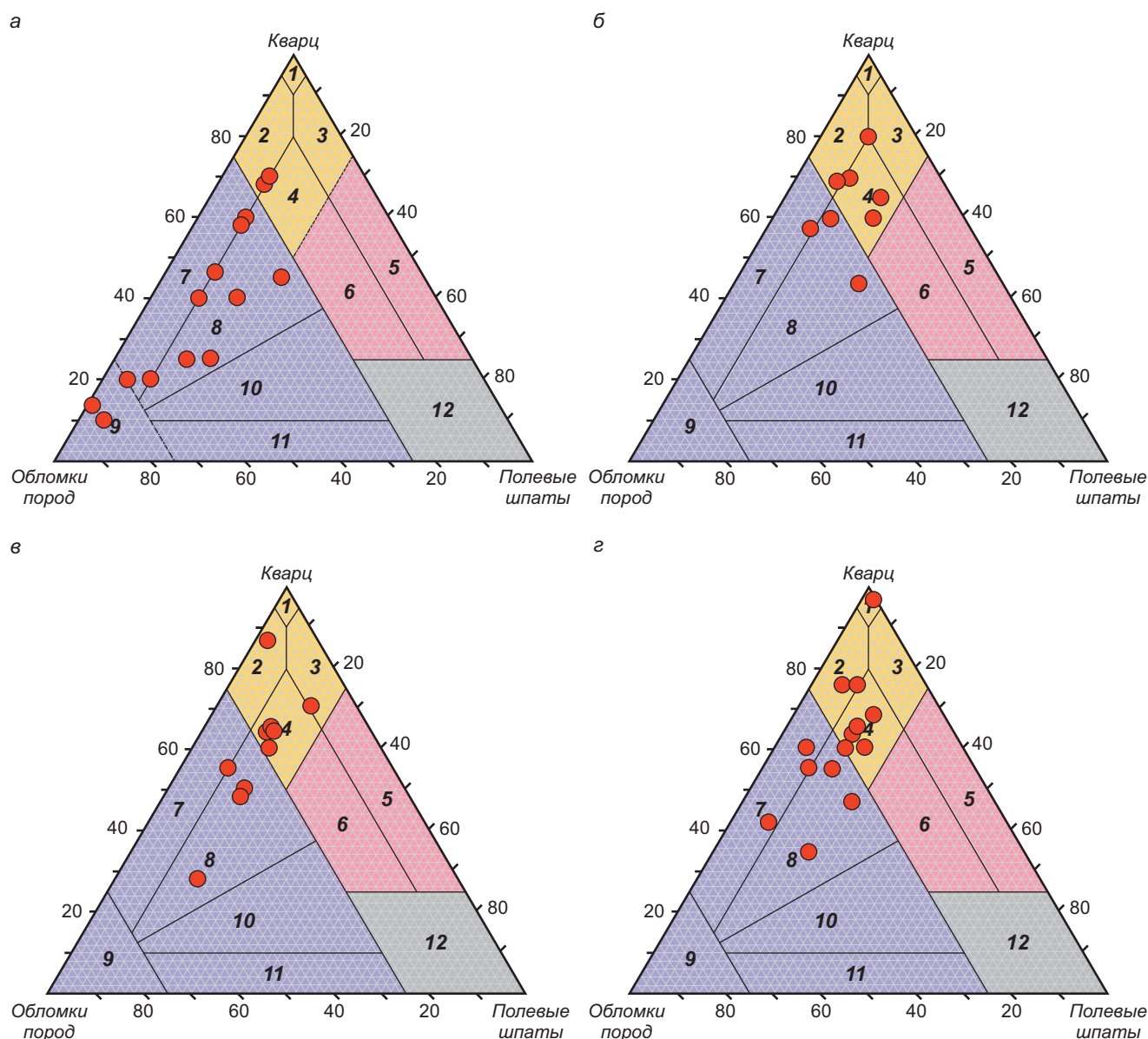


Рис. 4. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова [Шутов, 1975] для нижнемеловых отложений: а — запорожский горизонт, б — горизонт дерби, в — солодкинский горизонт, г — шишанская свита. Кварцевая группа: 1 — мономиктовые кварцевые песчаники, 2 — кремнекlastито-кварцевые песчаники, 3 — полевошпатово-кварцевые песчаники, 4 — мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозовая группа: 5 — собственные аркозы, 6 — граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7 — кварцевые граувакки, 8 — полевошпатово-кварцевые граувакки, 9 — собственные граувакки, 10 — кварцево-полевошпатовые граувакки, 11 — полевошпатовые граувакки, 12 — поле не собственно терригенного происхождения

риала в гумидных обстановках [Шутов и др., 1972]. Структура песчаных пород мелко-тонкозернистая. Сортировка средняя. Зерна различной окатанности, примечательно, что литокласты более окатаны, чем кристаллокласты. Зерна кварца монокристаллические с равномерным погасанием, много удлинённых зерен. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и КППШ. Часть зерен замещена кальцитом.

Литокласты разного генезиса: магматические разности представлены гранитоидами и сильноизменёнными базальтами; метаморфические породы — кварцитом, как средне-, так и мелкристаллическим, и сланцами, чаще серицитовыми. Цемент преимущественно кальцитовый поровый,

глинистый пленочный, а в единичных случаях кварцевый пленочный или регенерационный. От общего объема породы цемент занимает от 10 до 20–25 %. Среди акцессорных минералов встречаются рудные, циркон, турмалин, единичные зерна апатита. Зерна хорошо окатаны или полуокатаны, что указывает на неоднократное переотложение обломочного материала [Петтиджон, 1981]. Рудная фаза в основном представлена сильно окисленным пиритом и гидроокислами железа. Среди вторичных минералов установлен глауконит, указывающий на изменчивость гидродинамики в бассейне осадконакопления. В некоторых образцах (25/1, 220/3, 561/1, 1195/3) отмечено присутствие сильно перекристаллизованных

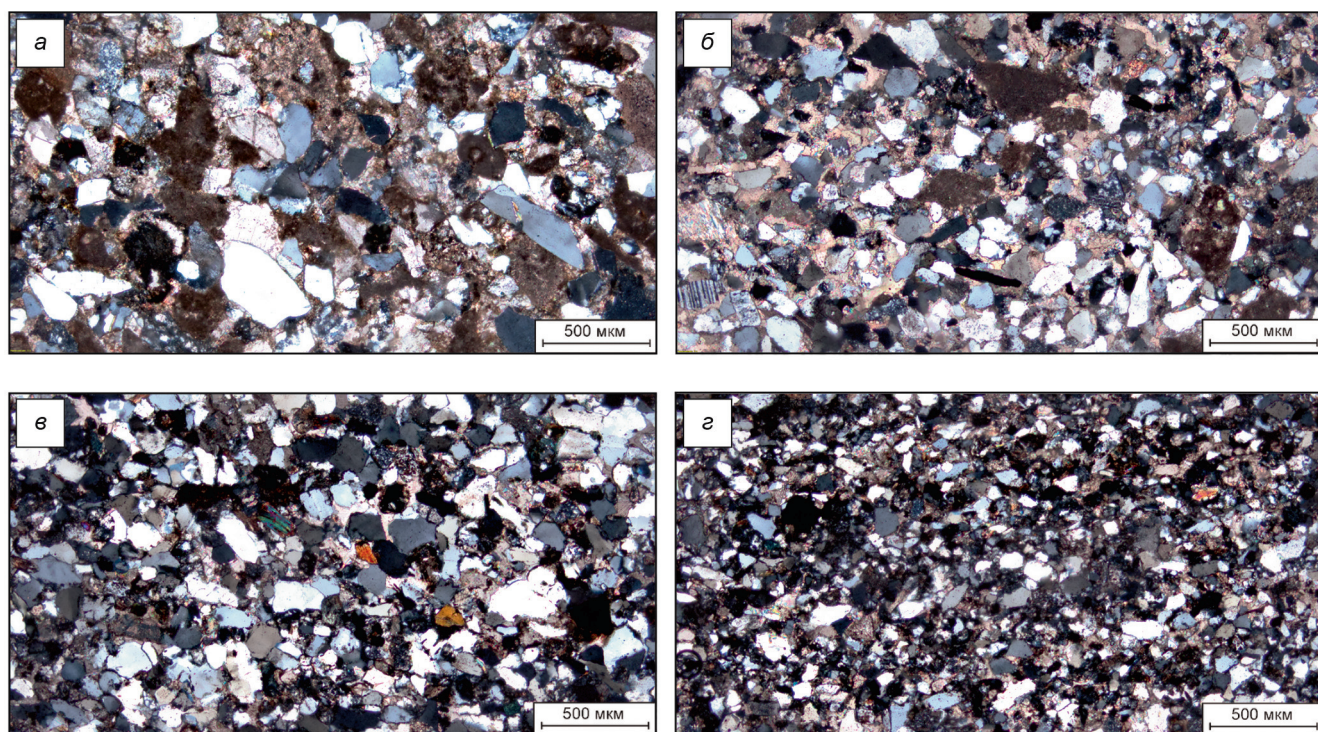


Рис. 5. Фото шлифов песчаников горизонта дерби: а — полевошпатово-кварцевая граувакка (шлиф 137/3), б — кремнекlastитово-кварцевый песчаник (шлиф 36/3), в — олигомиктовый песчаник (шлиф 1027/3), г — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 1029/3). Николи скрещены

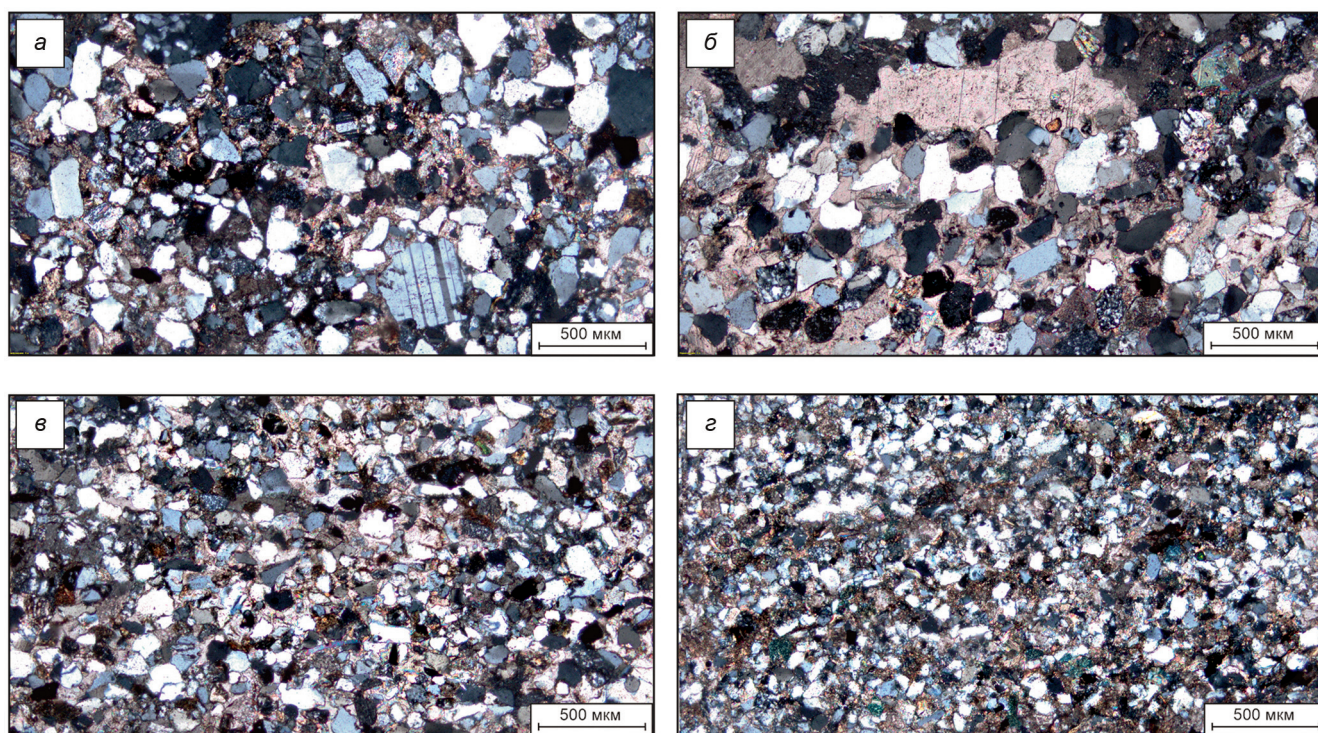


Рис. 6. Фото шлифов песчаников солодкинского горизонта: а — полевошпатово-кварцевая граувакка (шлиф 224/3), б — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 25/1), в — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 221/3), г — олигомиктовый песчаник (шлиф 553/3). Николи скрещены

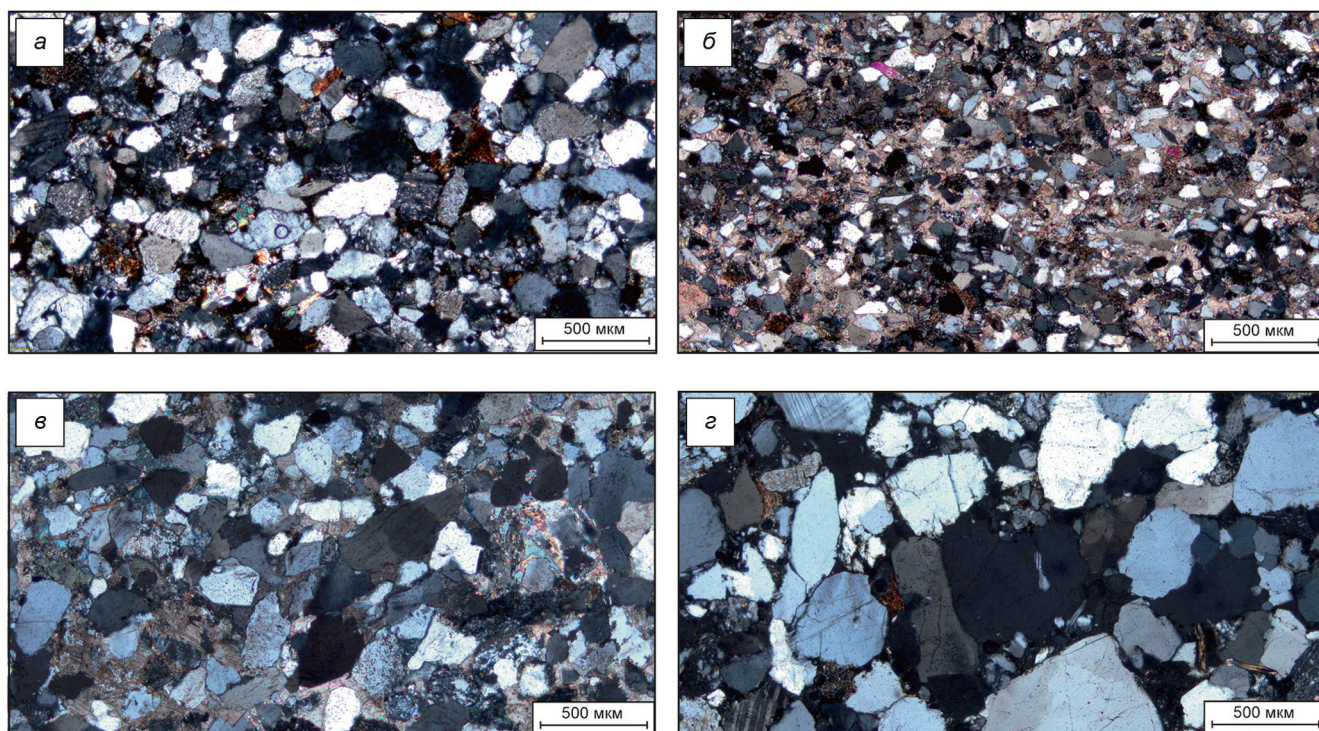


Рис. 7. Фото шлифов песчаников шишанской свиты: а — полевошпатово-кварцевый граувакк (шлиф 1004/1), б — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 9/3), в — кремнекlastито-кварцевый песчаник (шлиф 12/3), з — мономиктовый кварцевый песчаник (шлиф 11/12). Никколи скрещены

биокластов, а также и крупных предположительно верхнеюрских обломков карбонатных пород.

Шишанская свита. Состав терригенных песчаных пород неоднороден: от полевошпатово-кварцевых граувакк, кварцевых граувакк до практически чистых мономиктовых кварцевых пород (рис. 7). На классификационной диаграмме (рис. 4) можно увидеть тренд созревания осадочного материала, аналогичный предыдущим рассмотренным горизонтам.

Структура пород от средне- до тонкозернистой. Сортировка средняя. Зерна от полуугловатых до хорошо окатанных. Зерна кварца преимущественно изометричные и удлиненные с однородным и мозаичным погасанием. Полевые шпаты представлены микроклином и сильно серитизированными плагиоклазами. Среди литокластов присутствуют породы различного генезиса: прежде всего доминируют метаморфические породы (кварциты, серицитовые и слюдяные сланцы), заметно меньше осадочных (аргиллиты и кремнистые породы) и магматических (гранитоиды с мирмекитами и, иногда базальты. Цемент занимает от 10 до 20 % породы, чаще всего он карбонатный поровый и базальный редко пойкилитовый с различным количеством (до 10 %) глинистого пленочного и порового цемента. Среди аксессуарных минералов преобладают окатанные и полуокатанные зерна турмалина и циркона, значительно реже граната, силлиманита и апатита, что аналогично составу тяжелой фракции солодкинского горизонта и свидетельствует о размыве древних платформенных гранитно-метаморфических комплексов. Содержание рудных минералов, пред-

ставленных колломорфными выделениями пирита и гидроокислами железа, редко превышают 5 %, достигая 10–15 % общего объема породы.

Иногда в образцах отмечаются единичные хорошо окатанные зерна и оолиты глауконита, что указывает на изменения гидродинамического режима в бассейне седиментации с глубоководного на более прибрежный и мелководный [Фролов, 1993]. Также в некоторых образцах (шлиф 15/4, 88/3) присутствуют углефицированные скопления растительного детрита.

Фанарский горизонт на большей части территории представлен пачками песчаников, гравеллитов, конгломератов. Породы горизонта на классификационной диаграмме (рис. 8) ложатся преимущественно в поля мезомиктовых и олигомиктовых кварцевых песчаников (рис. 9). Как такового тренда изменений пород отметить не отмечается. Минеральный состав достаточно выдержан: кварц — 40–60 %, ПШ — 10–25 %, литокласты — 5–25 %. Структура пород изменчива от крупно- до мелкозернистой. Сортировка пород плохая. Окатанность варьирует от плохой к средней. Кварц представлен изометричными хорошо окатанными зернами с однородным погасанием. В некоторых образцах (шлиф 1045/1) форма зерен нарушена коррозией и регенерационными каемками. Полевые шпаты представлены плагиоклазом или КПШ. Среди литокластов преобладают обломки метаморфического генезиса (кварциты, серецитовые сланцы), также присутствуют обломки магматических пород (гранитоиды и эффузивы) и осадочных пород (глинистые сланцы). Цемента в среднем до

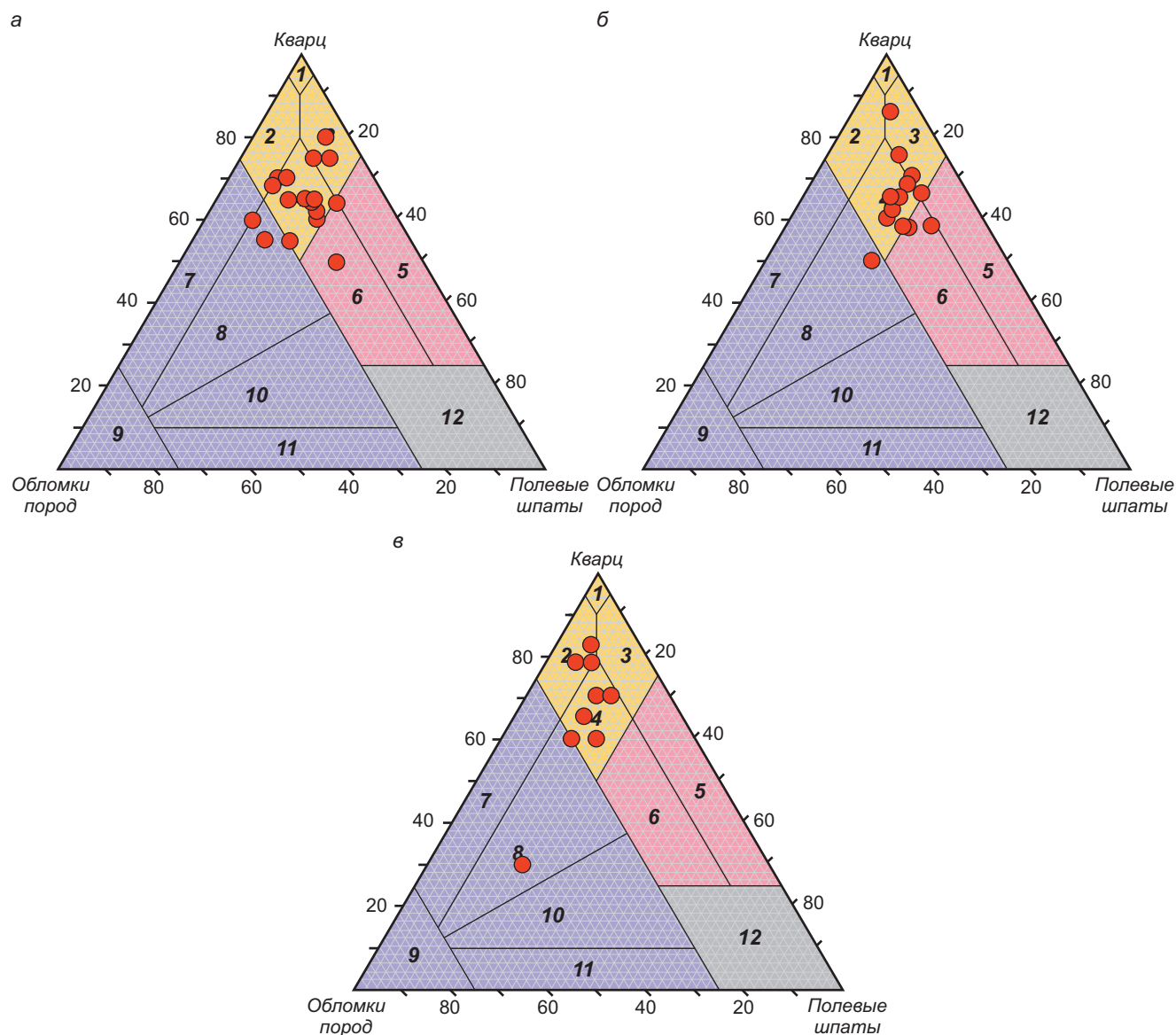


Рис. 8. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова [Шутов, 1975] для нижнемеловых отложений: а — фанарский горизонт, б — афипская свита, в — убинская свита. Цифры см. рис. 4

15–20% от объема породы. Это преимущественно поровый и пленочный глинистый до глинисто-карбонатного типа цемента. Среди акцессорных минералов обнаружены циркон, турмалин, апатит, реже сфен, хромшпинелиды. Рудные минералы представлены единичными зернами пирита и, реже, магнетита. В некоторых образцах наблюдаются единичные зерна окатанного глауконита. Обилие рассеянного органического вещества соответствует относительно мелководным условиям седиментации [Недоливко, Ежова, 2012].

Афипская свита представлена терригенными отложениями, отвечающими по составу преимущественно мезомиктовым кварцевым породам, при этом присутствуют и аркозовые разности (рис. 8). Общего тренда не наблюдается. Породы афипской свиты по минералого-петрографическому составу похожи на породы фанарского горизонта (рис. 10).

Песчаники убинской свиты имеют преимущественно мезомиктовый кварцевый состав (рис. 8). Об-

щего тренда на диаграмме не наблюдается. Структура пород средне-мелкозернистая. Сортировка хорошая, ближе к средней. Зерна от полуокатанных до хорошо окатанных (рис. 11). Преобладает монокристаллический кварц с однородным погасанием. В значительном количестве образцов на его зернах наблюдаются следы коррозии и конформации на зернах. Полевые шпаты (менее 2% на весь объем породы) представлены микроклином и слабо пелитизированным ортоклазом. Среди литокластов преобладают обломки метаморфических пород (слюдистые и серицитовые сланцы, кварциты), в некоторых образцах встречаются единичные обломки гранитоидов и базальтов. Цемент обычно занимает 15–20% (иногда до 50%) объема породы, по типу он преимущественно пойкилитовый, реже пленочный и поровый, по составу — карбонатный и глинисто-карбонатный. Вокруг кварцевых зерен иногда можно наблюдать регенерационные кварцевые каемки.

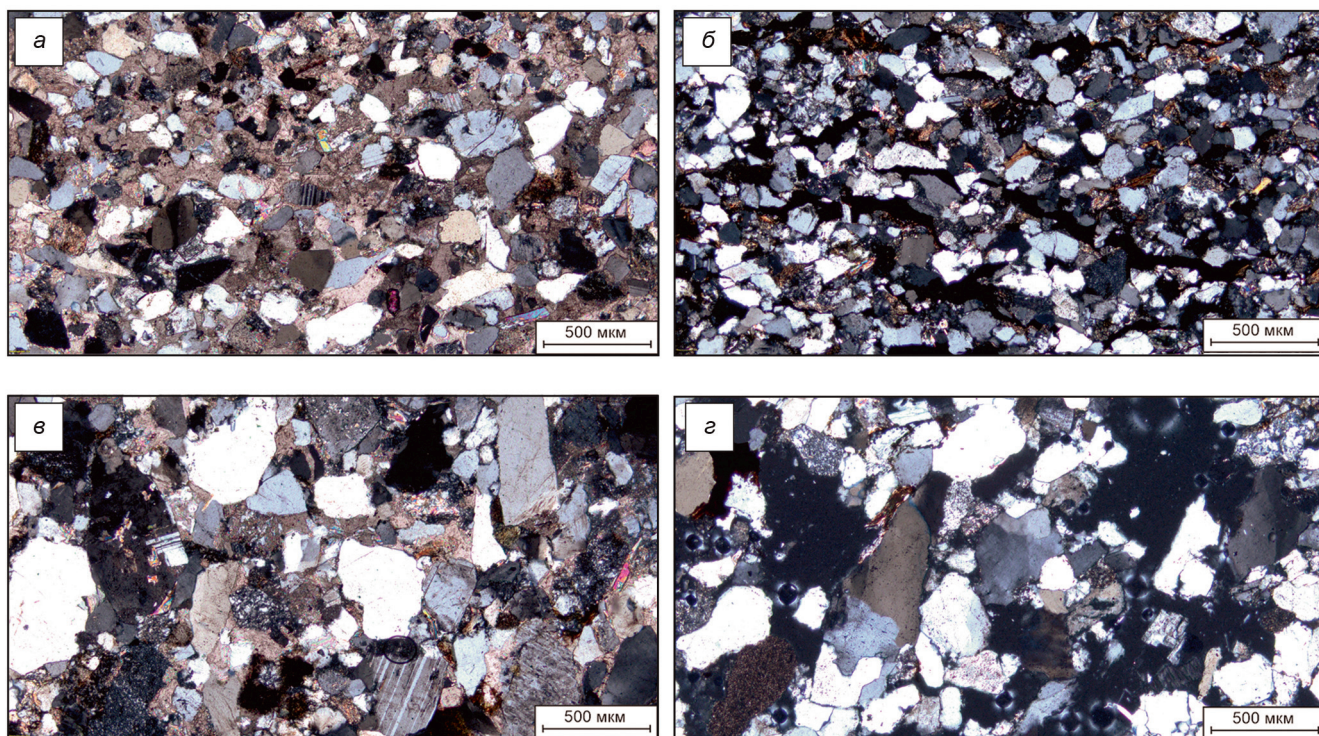


Рис. 9. Фото шлифов песчаников фанарского горизонта: а, б, в — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 54/1 (а), шлиф 1024/3 (б), шлиф 1251/1 (в)), г — полевошпатово-кварцевый песчаник (шлиф 1364/1). Николи скрещены

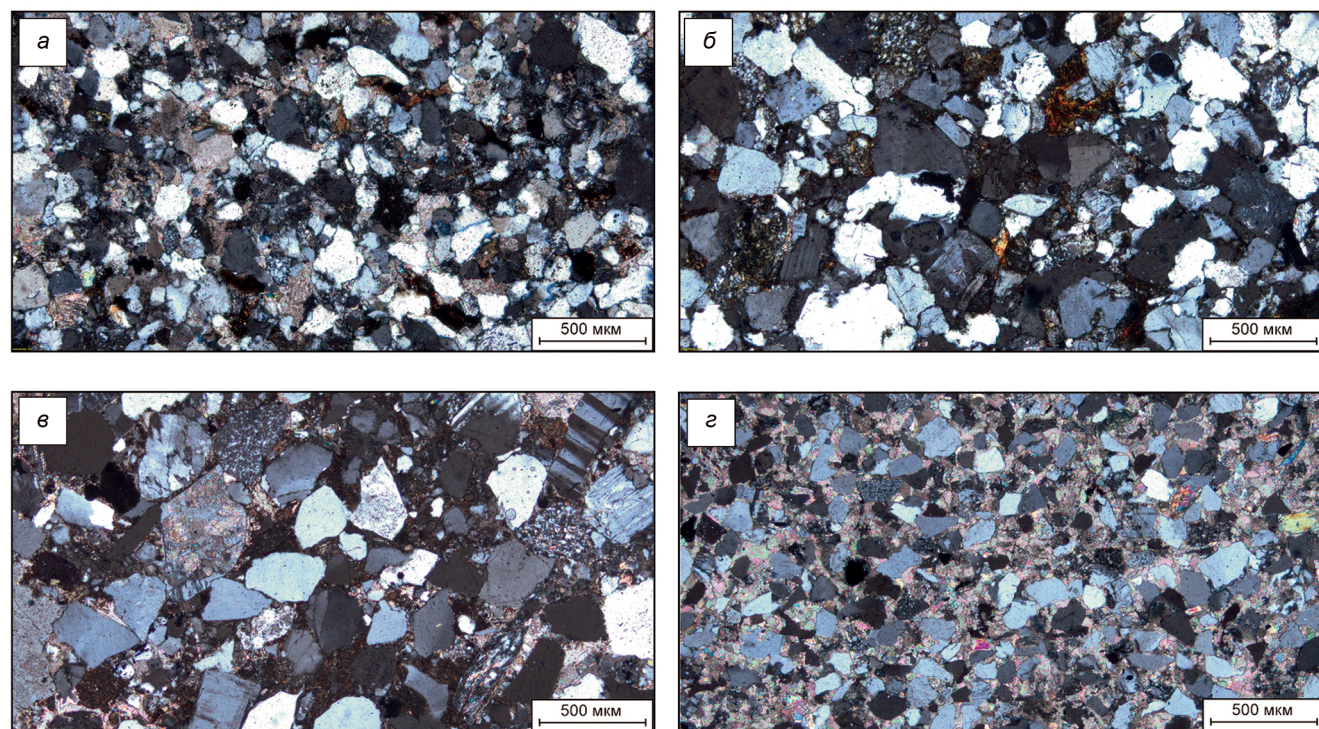


Рис. 10. Фото шлифов песчаников афипской свиты: а — полевошпатово-кварцевый песчаник (шлиф 1007/1), б — граувакковый аркоз (шлиф 59/1), в — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 1146/3), г — олигомиктовый песчаник (шлиф 1077/7). Николи скрещены

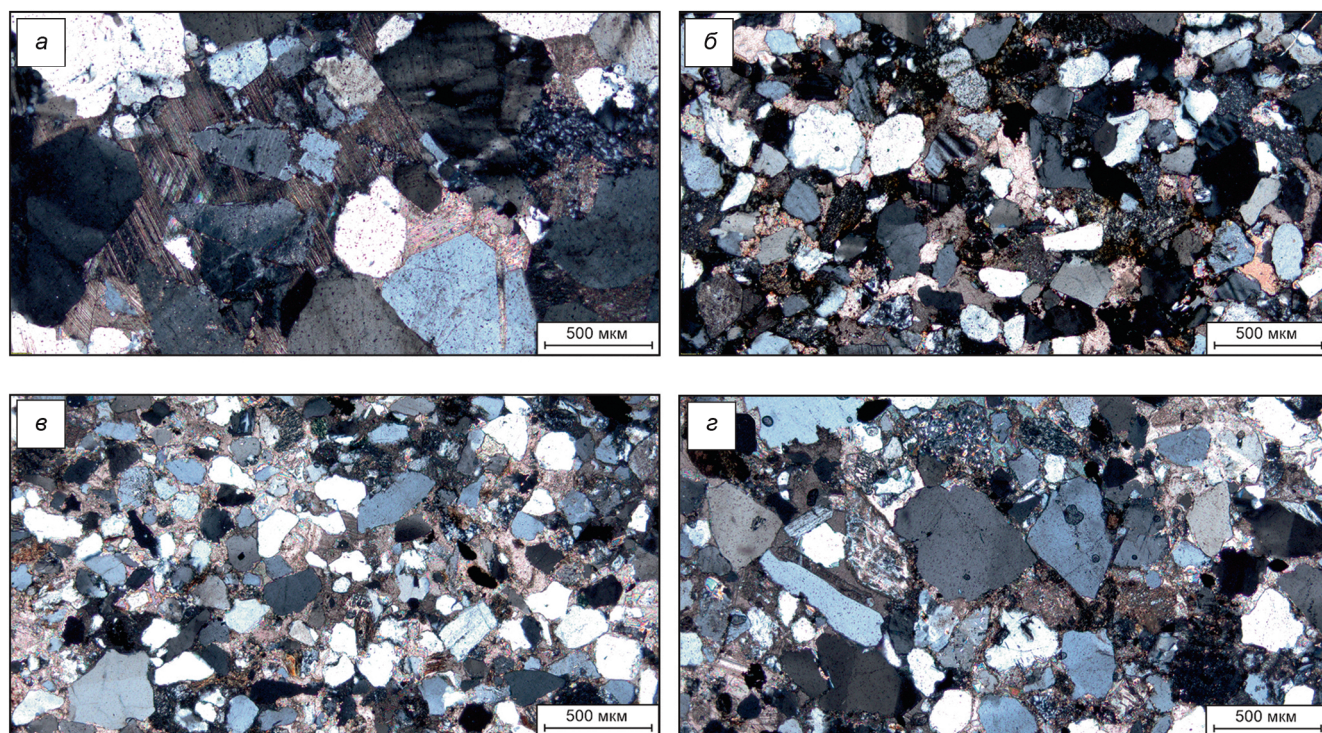


Рис. 11. Фото шлифов песчаников убинской свиты: а, б — мезомиктовый кварцевый песчаник (шлиф 112/5, шлиф 458/2 соответственно); в, з — кремнекlastито-кварцевый песчаник (шлиф 116/3, шлиф 1076/6 соответственно). Никколи скрещены

Среди акцессорных минералов встречены изометричные полуокатанные зерна циркона и турмалина, реже апатита, сфена и граната. Такой набор тяжелых минералов свидетельствует о размыве кислых магматических и метаморфических пород, располагающихся за пределами изучаемой территории [Петтиджон, 1981; Мильнер, 1968]. Рудная фаза представлена пиритом, формирующим как единичные субидиоморфные кристаллы, так и ксеноморфные сростки. В некоторых шлифах были обнаружены отдельные окатанные сильно измененные зерна глауконита. В некоторых образцах (например, шлиф 136/3, 113/5) наблюдается углефицированный растительный детрит.

Обстановки осадконакопления и питающие провинции. В начале берриаса (запорожский горизонт) условия осадконакопления соответствуют морским обстановкам с активной гидродинамикой. На это указывают преобладание крупного обломочного материала, плохая его окатанность и сортированность, большое количество различных по составу и происхождению обломков пород [Лидер, 1986]. На диаграмме В.Р. Диккинсона [Dickinson, 1970], предназначенной для выявления тектонических типов источников питания, точки составов песчаников попадают в поля рециклированных комплексов и смешанных областей (рис. 12). Распределение составов неравномерное, что может указывать на неоднократное переотложение обломочного материала [Маслов, 2005; Dickinson, 1985].

К началу валанжина (горизонт дерби) обстановка осадконакопления соответствовала мелководно-

морской с изменчивой гидродинамикой. Увеличение в породах снизу вверх по разрезу содержания кварца отражает начало трансгрессивного этапа. Лучшая степень окатанности литокластов по сравнению с запорожским горизонтом, может указывать на постепенное удаление области осадконакопления от источника. На диаграмме В.Р. Диккинсона точки составов песчаников попадают в поля рециклированных кварцсодержащих комплексов и смешанных областей, один образец соответствует внутренней области кратона (рис. 12). Исходя из такого распределения точек, можно предположить, что источником сноса, вероятно, являлась Скифская плита.

В позднем готериве (солонкинский горизонт) условия седиментации соответствуют относительно мелководным морским с умеренной или низкой гидродинамической активностью. Вероятно, источником плохо окатанных литокластов магматических пород являются продукт разрушения выходов орогенно-складчатого сооружения, расположенного к юго-востоку вблизи западного края центральной части Большого Кавказа. Другая группа обломков, образованная хорошо окатанными метаморфическими литокластами, поставлялись Скифской плитой или древними комплексами, не обнаруженными на изученной территории. На диаграмме В.Р. Диккинсона большинство точек составов песчаников попадает в поля рециклированных областей и лишь единичные — в поля внутренних частей кратонов, а также переходные континентальные и островодужные области (рис. 12). Подобное положение точек может указывать на несколько источников сноса. Породы,

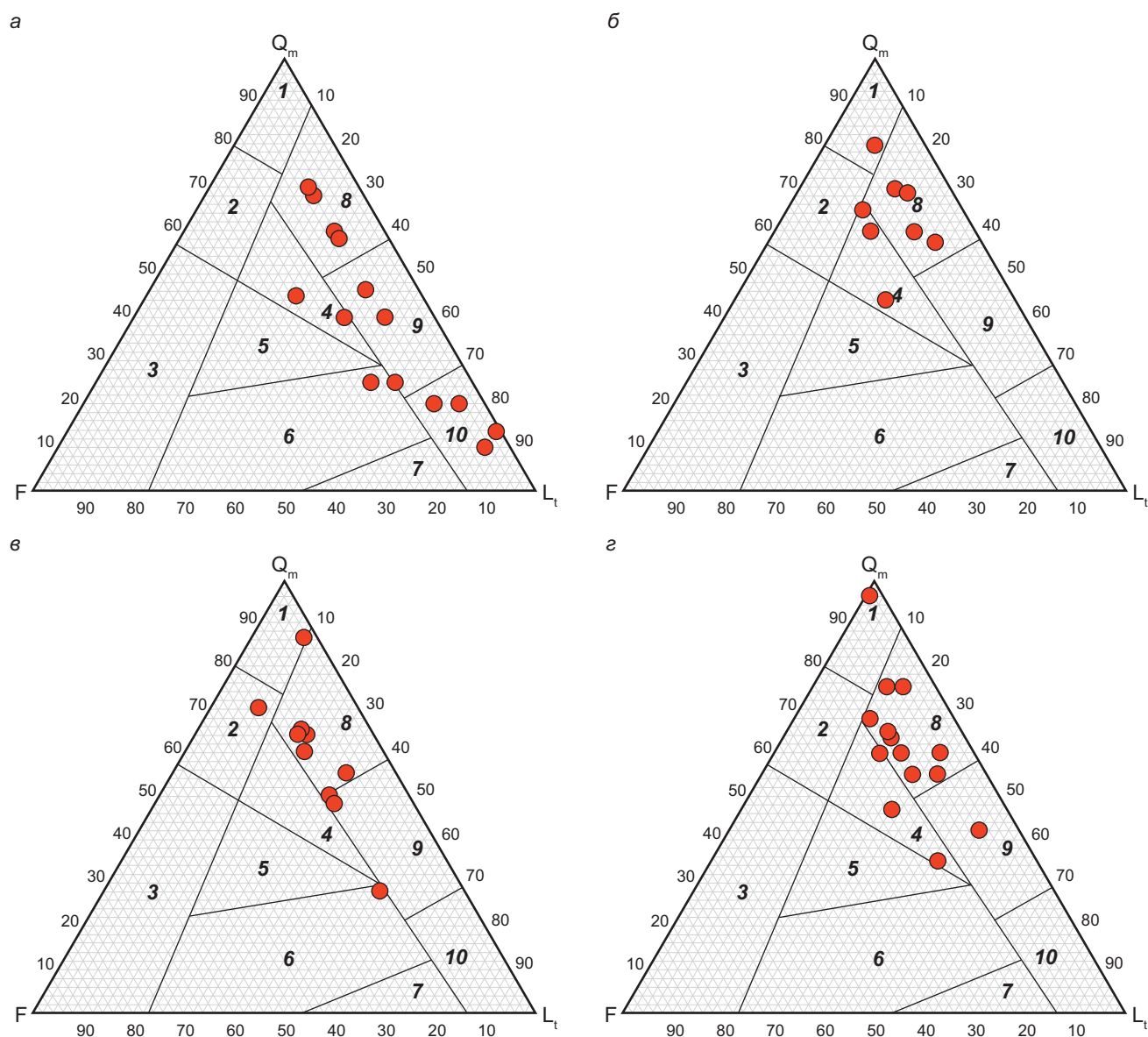


Рис. 12. Дискриминантные диаграммы В.Р. Диккинсона [Dickinson, 1970, 1985] для определения типов областей питания: а — запорожский горизонт, б — горизонт дерби, в — солодкинский горизонт, г — шишанская свита. Источники обломочного материала: 1 — внутренние области кратона, 2 — переходные континентальные области, 3 — поднятия фундамента, 4 — смешанные области, 5 — эродированные дуги, 6 — переходные островодужные обстановки, 7 — незэродированные дуги, 8 — рециклированные кварц-содержащие комплексы, 9 — переходные рециклированные области, 10 — рециклированные лититовые комплексы

соответствующие полям рециклинга, вероятно являются продуктом размыва и переотложения древних гранитно-метаморфических комплексов Скифской плиты, а породы, точки которых попадают в поля переходных областей вероятно являются продуктом разрушения орогенических поднятий.

До конца готерива (шишанская свита) условия седиментации соответствовали прибрежной части бассейна сменяющейся обстановками мелкого моря. Плохая сортировка указывает на его относительно спокойную гидродинамику и близость источника сноса, которым вероятно являлась Скифская плита, поставляющая литокласты метаморфического генезиса. Плохая окатанность обломков также подтверждает, что их источник находился вблизи от бассейна осадконакопления. На диаграмме В.Р. Дик-

кинсона точки составов песчаников попадают в поля рециклированных областей и внутренних областей кратона (рис. 12), что, в целом, может свидетельствовать о преобладании платформенного источника.

Обстановки осадконакопления для начала баррема (фанарского горизонта) наиболее соответствует мелкому морю с переменной гидродинамикой и близко расположенным источником сноса. Разнообразие по составу и генезису обломков пород свидетельствует о существовании нескольких источников сноса (рис. 13). Основным источником была Скифская плита, поставлявшая в бассейн обломочный материал метаморфических пород — кварц-сланцы и кварциты. Второй источник, предположительно располагался ближе, в районе современного Большого Кавказа, о чем

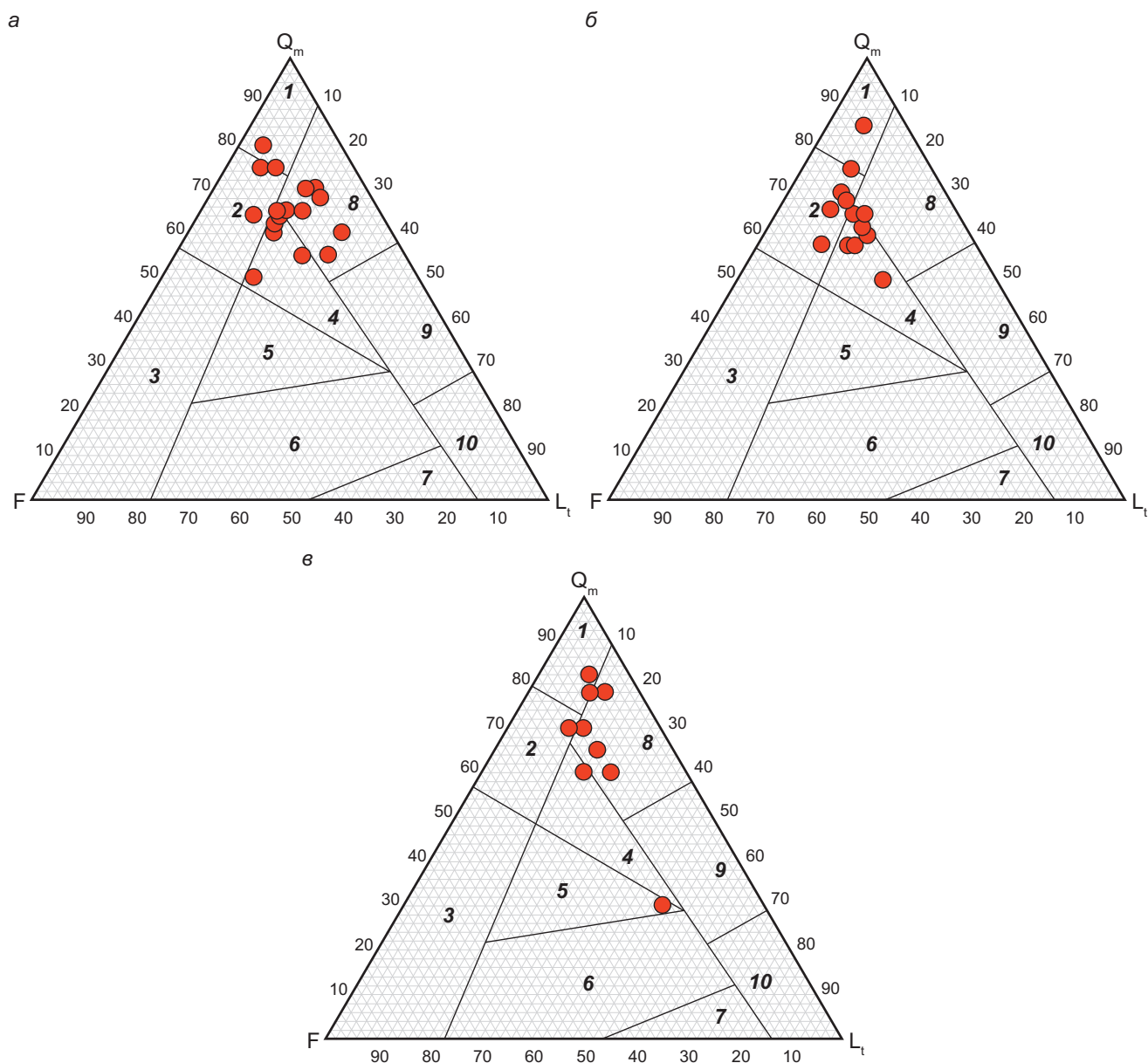


Рис. 13. Дискриминантные диаграммы В.Р. Диккинсона [Dickinson, 1970, 1985] для определения типов областей питания: *а* — фанарский горизонт, *б* — афипская свита, *в* — убинская свита. Цифры см. на рис. 12

свидетельствует плохая окатанность обломочного материала пород, а также присутствие в них продуктов вулканической деятельности. Тот факт, что тренды изменения содержания обломков метаморфических и магматических пород не коррелируют между собой, может свидетельствовать о существовании нескольких источников сноса, которые функционировали в разное время и с различной интенсивностью. На диаграмме В.Р. Диккинсона точки составов песчаников попадают в поля рециклированных комплексов, внутренние области кратонов и переходные континентальные области (рис. 13). Рециклированные, т. е. переотложенные, комплексы вероятно соответствуют платформенным областям (Скифская плита), а те образцы, что группируются в переходных областях — орогенно-складчатых областям (ядро Большого Кавказа) [Маслов и др., 2019].

Породы баррем-аптского возраста (афипской свиты) по минералого-петрографическому составу похожи на породы фанарского горизонта, что свидетельствует о сохранении стабильных условий седиментации в относительно мелководном морском бассейне с переменной гидродинамикой и с близко расположенными источниками сноса. Распределение точек пород на диаграмме В.Р. Диккинсона незначительно отличается от распределения точек для фанарского горизонта, что свидетельствует о сходных источниках питания (рис. 13).

Для апта (убинская свита) условия седиментации, судя по хорошей сортировке и окатанности обломочного материала соответствуют относительно глубоководным условиям с активной гидродинамикой, судя по хорошей сортировке. Сортированность, окатанность, преимущественно гранитно-метамор-

фический состав обломков и положение точек на диаграмме В.Р. Диккинсона (поля рециклированных комплексов и внутренних областей кратонов) свидетельствуют об удаленности основного источника вещества которым, вероятно был север Скифской плиты и Восточно-Европейская платформа.

Выводы. С целью установления возможных источников питания и выяснения обстановок седиментации в раннемеловом палеобассейне Северо-Западного Кавказа был детально изучен минералого-петрографический состав слагающих его песчаных пород. Генетическая интерпретация всей совокупности полученных данных позволяет сделать следующие выводы.

В начале раннего мела на фоне общего воздымания территории, наблюдалось активное разрушение карбонатных рифогенных построек позднеюрского возраста. Обломочный материал этих рифов впоследствии аккумуляровался в пределах трога Большого Кавказа в виде известковых брекчий и конгломератов (запорожский горизонт). Затем в берриасе (мачмаловская и чаталовская свиты) эти отложения сменились карбонатно-терригенными толщами, сложенными глинами и мергелями, которые к валанжину, в свою очередь, были перекрыты относительно глубоководными морскими глинистыми образованиями (свиты чепси, шишанская, афипская, убинская), содержащими многочисленные конкреции и линзовидные прослои сидерита. Все рассмотренные свиты и горизонты обладают близким литологическим составом, что свидетельствует о схожести обстановок седиментации.

В раннем берриасе произошла активизация тектонического режима, о чем свидетельствует грубый размер и разнообразный состав обломочных пород. Неравномерная, преимущественно низкая окатанность обломков, ее заметное ухудшение с уменьшением размерности зерен, позволяет говорить о небольшой дальности переноса материала и его

транспортировке водными потоками высокой энергии. Накопление отложений происходило в морских и прибрежно-морских условиях.

В валанжине–барреме трансгрессивный этап продолжился. Основными источниками осадочного материала выступали в основном древние магматические и метаморфические комплексы Скифской плиты. Дополнительным источником сноса были юрские карбонатные постройки. Плохая окатанность и средняя сортировка материала указывают на близость этих источников сноса.

В начале апта обстановка осадконакопления соответствовала сравнительно глубоководным условиям развивающейся трансгрессии. Отмечающаяся иногда тонкая ритмичная слоистость, по-видимому связанная с периодическим выносом течениями, или штормового генезиса песчаного и алевроитового материала. Следовательно, глубины формирования этих отложений можно приблизительно оценить, как близкие к базису штормовых волн. По-прежнему продолжалось поступление обломочного материала со стороны Скифской плиты. Однако источник питающей провинции постепенно удалялся от бассейна осадконакопления.

В конце апта и в альбе трансгрессия распространилась к северу и перекрыла значительную часть Скифской плиты, что нашло отражение в составе осадков. Возросла роль песчаников, увеличилось содержание глауконита.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам за внимательное прочтение нашей статьи, что позволило улучшить ее текст, а также сотрудникам лабораторий геологического факультета МГУ за помощь в обработке и интерпретации полученного материала.

Финансирование. Работа выполнена по теме государственного задания геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аллен Ф.А., Болдуин К.Т., Дженкинс Х.К. и др. Обстановка осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 384 с.

Бурлин Ю.К. Литолого-фациальные особенности нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. М.: Академия наук СССР, 1961. 394 с.

Егоян В.Л. Геология и нефтегазоносность Западного Кавказа и Западного Предкавказья (фауна и стратиграфия мезозоя и кайнозоя). М.: Недра, 1969. 224 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская, Лист L-37-XXVII, Объяснительная записка. М., 2013. 216 с.

Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.

Луппов Н.П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. М.: Труды ВНИГНИ, 1952. 272 с.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: Изд-во Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2008. С. 191–224.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т, 2005. 289 с.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы // Литосфера, 2019. С. 834–860.

Мильтнер Г.Б. Петрография осадочных пород. Т. 2. Руководство по петрографии осадочных пород. М.: Недра, 1968. 594 с.

Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 257 с.

Недоливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов:

учебное пособие. Томск: Изд-во Томск. политех. ун-та, 2012. 172 с.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Фролов В.Т. Литология: Учебное пособие. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Харьков: Гос. науч.-техн. изд-во, 1958. 415 с.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 115 с.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьева В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 333 с.

Dickinson W.R. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose // J. Sed. Petrol. 1970. P. 695–707.

Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of Arenites / Ed. by G.G. Zua. NATO, Advanced Study Institute Series. 1985. P. 333–361.

Статья поступила в редакцию 20.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 551.77(268.53)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-153-157

БЕНТОСНАЯ ФАУНА МОРСКОГО ПЛИОЦЕНА И КВАРТЕРА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Сергей Иванович Бордунов^{1✉}, Юрий Борисович Гладенков²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru ✉

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; gladenkov@ginras.ru

Аннотация. Представлены данные о первых находках бентосной фауны (фораминифер и моллюсков) в плиоцен-четвертичных отложениях северо-восточной части моря Лаптевых Арктического бассейна, полученные при изучении керна скважины SSDAN-1. Намечена граница квартера и плиоцена в разрезе скважины и дешифрованы палеогеографические обстановки в арктическом палеобассейне.

Ключевые слова: Арктика, море Лаптевых, плиоцен, квартер, моллюски, фораминиферы

Для цитирования: Бордунов С.И., Гладенков Ю.Б. Бентосная фауна морского плиоцена и квартера моря Лаптевых // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 153–157.

BENTHIC FAUNA OF THE MARINE PLIOCENE AND QUATERNARY OF THE LAPTEV SEA

Sergey I. Bordunov^{1✉}, Yuriy B. Gladenkov²

¹ Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru ✉

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; gladenkov@ginras.ru

Abstract. The data on the first findings of benthic fauna (foraminifera and mollusks) in the Pliocene-Quaternary sediments of the northeastern part of the Laptev Sea of the Arctic basin, obtained by studying the core of the SSDAN-1 well, are presented. The position of the Quaternary-Pliocene boundary in the borehole section is clarified, and paleoenvironments in the Arctic paleobasin are defined.

Keywords: Arctic, Laptev Sea, Pliocene, Quaternary, molluscs, foraminifera

For citation: Bordunov S.I., Gladenkov Yu.B. Benthic fauna of the Marine Pliocene and Quaternary of the Laptev Sea. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 153–157. (In Russ.).

Введение. О первых результатах бурения в северо-восточной части моря Лаптевых (Проект ПАО «НК «Роснефть») была опубликована работа Н.А. Малышева с соавторами [2024]. В связи с тем, что Арктический бассейн остается одним из наименее изученных, приведенные данные дают важную информацию о геологическом строении и стратиграфии развитых здесь осадочных образований. Следует отметить, что определенную роль в установлении возраста осадочных слоев, вскрытых бурением, сыграли палеонтологические данные (по микрофауне и палинологии). Вместе с сейсмическими материалами они позволили выявить стратиграфическую последовательность мезозойских и кайнозойских образований, что является важным вкладом в изучении осадочного чехла Арктического региона.

Данное сообщение является небольшим дополнением к этим данным. При изучении образцов из верхней части разреза скважины SSDAN-1 (рис. 1), были обнаружены ранее не отмеченные остатки раковин моллюсков, которые позволили (вместе с одновозрастными бентосными фораминиферами) внести уточнение в определение возраста вмещаю-

щих их пород. Изучение фораминифер проведено С.И. Бордуновым [Малышев и др., 2024], моллюсков — Ю.Б. Гладенковым.

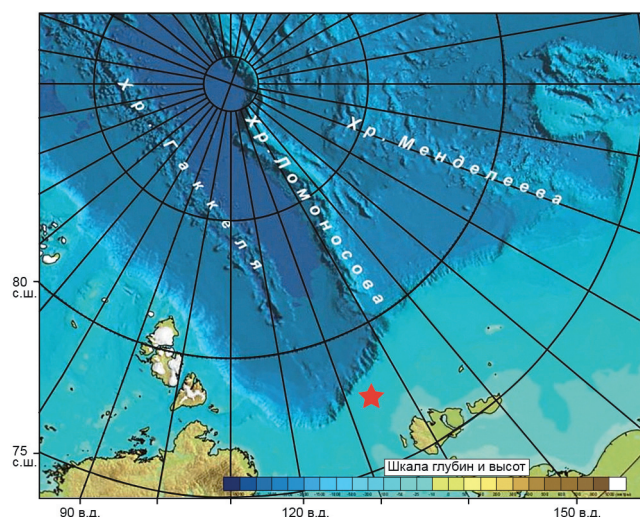


Рис. 1. Топографическая карта части Арктического бассейна. Красная звезда — расположение скважины SSDAN-1 (использованы данные по [Малышев и др., 2024])

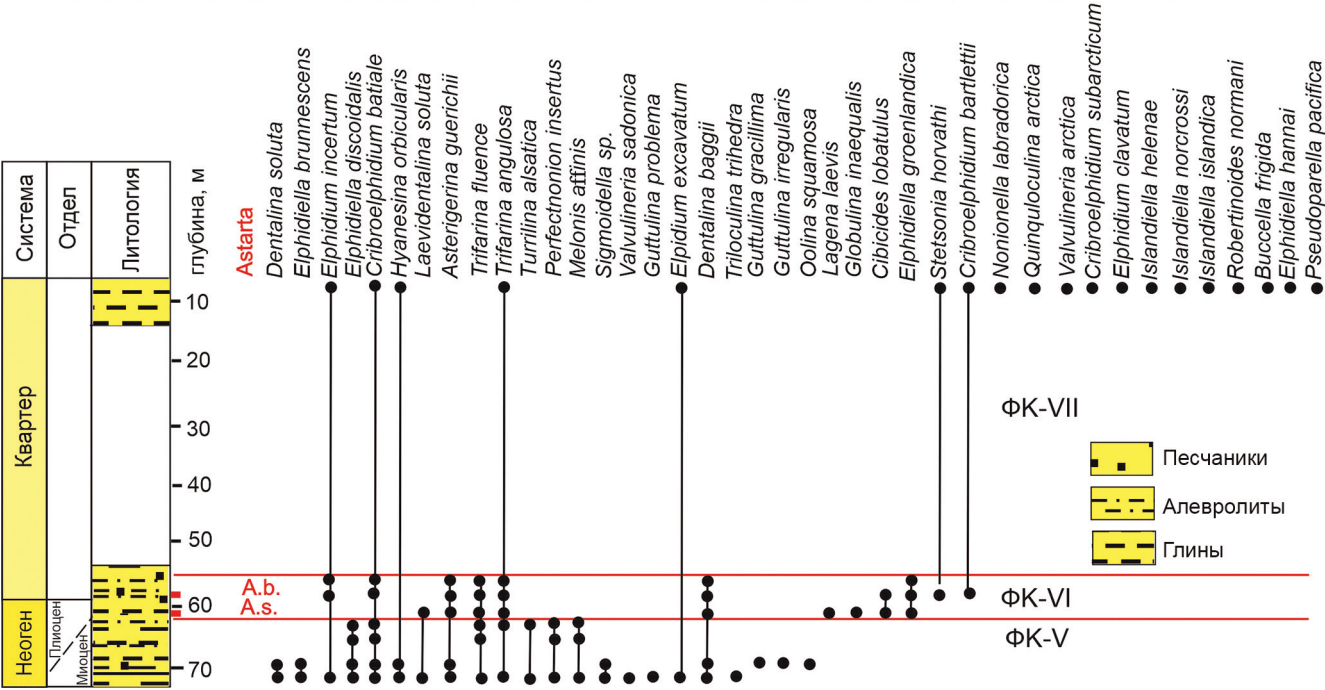


Рис. 2. Стратиграфическое распространение бентосных фораминифер и моллюсков рода *Astarte* в плиоцене — квартере скважины SSDAN-1 (использованы данные по [Малышев и др., 2024]; A.b. — *Astarte borealis*, A.s — *Astarte sulcata*

Материалы исследования. Положение бентосной фауны в разрезе. Становление позднекайнозойской бентосной фауны Арктического бассейна в значительной мере связано с открытием морских проливов на западе и востоке Арктики. Появление океанических проливов приводило к обмену водных масс между разными бассейнами, а также к миграциям биоты, включая бентосные сообщества. В кайнозое, начиная с раннего миоцена, Атлантический и Арктический океаны соединял пролив Фрама [Kaminski, et al., 2005], в это же время существовали проливы между Гренландией и Элсмирскими островами. На рубеже миоцена и плиоцена был открыт Берингов пролив, впервые в неогене связавший Тихий и Арктический океаны [Hopkins, 1959; Гладенков, 1978: Gladenkov, et al., 2002]. Именно его открытие вызвало заметные встречные биотические миграции в этих акваториях.

На рис. 2 приведена стратиграфическая колонка верхней части данного разреза с распространением комплексов бентосных фораминифер (ФК V — ФК VII) и положением находок моллюсков *Astarte sulcata* (Da Costa, 1778) и *Astarte borealis* (Schumacher, 1817).

Упомянутые находки моллюсков, отмеченные в образцах с фораминиферами, позволили уточнить стратиграфическое расчленение верхней части разреза скважины. Моллюски выявлены в ней на глубинах приблизительно от 72 до 57 м (в интервале около 72–60 м обнаружены обломки *Arctica* sp., *Nucula* sp., *Nuculana* sp., *Gastropoda*, на уровне 61.54 м — остатки *Astarte sulcata* (La Costa) и на отметке 56.57 — *A. borealis* (Schumacher).

К сожалению, отмеченные находки моллюсков обычно отличаются плохой сохранностью (ракови-

ны часто раздавлены и деформированы), и исключение представляют лишь остатки астарт удовлетворительной сохранности, которые изображены на рис. 3.

Тем не менее, изучение стратиграфической позиции моллюсков позволяет сделать некоторые уточняющие выводы о возрасте вмещающих их слоев и их корреляции с ранее определенными фораминиферовыми комплексами. А с другой стороны, эти данные оказываются полезными в отношении расшифровки некоторых особенностей палеогеографических обстановок.

Находка моллюска *Astarte sulcata* (La Costa) позволяет предполагать, что возраст пород уровня 61,54 м является плиоценовым. В пользу этого свидетельствует наличие этой формы в плиоцене Северной Атлантики, прежде всего в хорошо изученных разрезах Исландии (зона Serripes) и Англии (формация Красный Краг и ее аналоги), фауна которых ранее детально была исследована одним из авторов данного сообщения [Гладенков, 1978]. Видимо, этот вид имел в плиоцене ареал, включающий арктический регион с захватом района моря Лаптевых. Надо отметить, что в настоящее время ареал *Astarte sulcata* близок к плиоценовому.

Фораминиферы из этих же отложений представлены только секретионными формами, агглютинирующие фораминиферы отсутствуют (рис. 4) [Малышев и др., 2024]. Здесь выделен характерный комплекс фораминифер с *Elphidiella groenlandica* (Cushman, 1933) — наиболее богатый в систематическом и количественном отношении в изученном разрезе.

Вместе с *Elphidiella groenlandica* отмечены *Cibicides grossus* Ten Dam et Reinhold, 1941, *Lobatula lobatula*

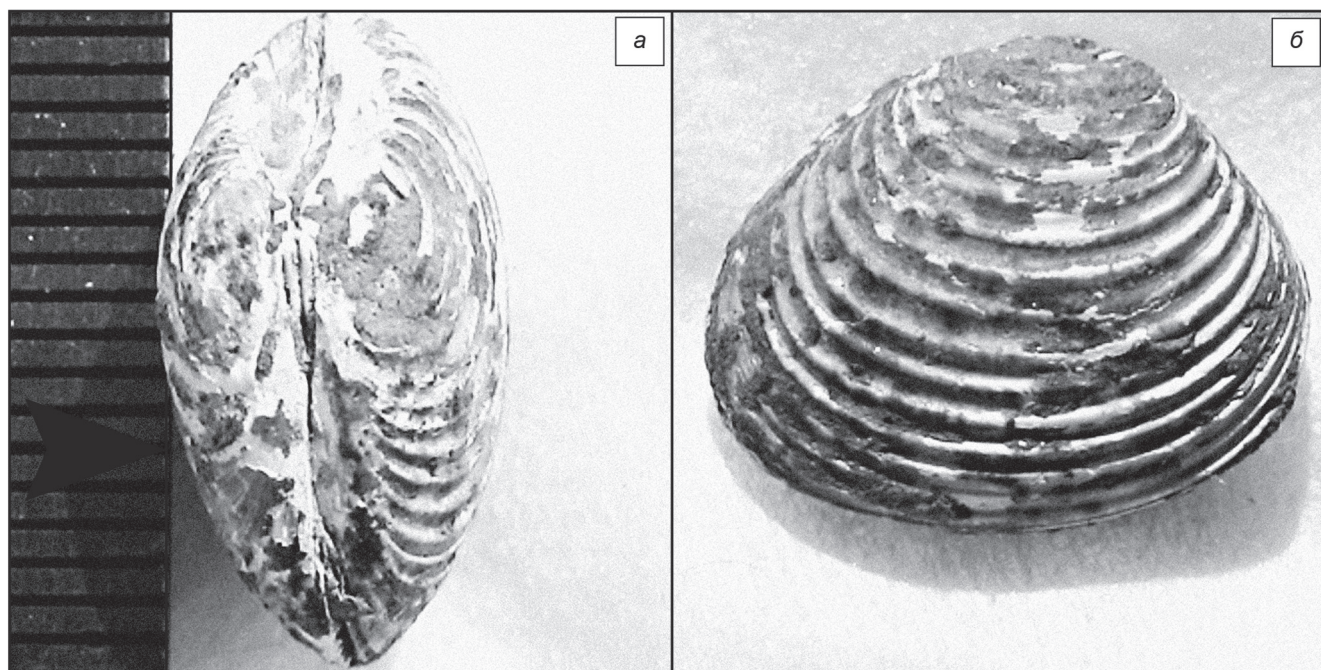


Рис. 3. Раковины моллюсков вида *Astarte sulcata* (Da Costa): а — вид со стороны замочной области, б — вид сбоку

(Walker et Jakob, 1798), *Trifarina angulosa* (Williamson, 1858), *Trifarina fluence* (Todd, 1948), *Hyanesina orbicularis* (Brady, 1881), *E. incertum* (Williamson, 1858), *Melonis affinis* (Reuss, 1851), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, 1930, *Nonion tallahattensis* Bandy, 1949 и др. В комплексе отмечен ряд относительно молодых видов, характерных для верхнего кайнозоя Арктики, в сравнении с более древними миоценовыми сообществами [Feyling-Hanssen, 1980; Young, McNeil, 1984, 1989; Барановская, Зархидзе, 1985].

Следует отметить, что в данном разрезе в подстилающих плиоцен отложениях раковины фораминифер имеют следы ожелезнения, что позволяет предположить окислительные обстановки в результате эвстатического падения уровня моря в конце миоцена. Наличие в составе комплекса переотложенных раковин *Asterigerinoides guerichi* (Franke, 1912), вида, вымершего к концу среднего миоцена в Северной Атлантике и Арктике [Staesche, et al., 1940; McNeil, 1989] также указывает на вероятный частичный размыв отложений доплиоценового возраста.

Палеогеографические обстановки. Появление *Elphidiella groenlandica* в осадках плиоцена арктических и североатлантических районов (в частности, они отмечены в плиоценовом Красном Краге Англии [Funell, 1970] является знаковым, так как оно отразило миграцию эльфидиелл из Тихого океана в Арктический бассейн через открывшийся в конце миоцена — начале плиоцена Берингов пролив [Гладенков, Гладенков, 2004]. Выделенный комплекс фораминифер сопоставляется с плиоценовыми зональными сообществами бентосных фораминифер *Cibicides grossus* [McNeil, 1989; 1990] моря Бофорта и *Nonion tallahattensis* Северной Атлантики и моря Баффина [Feyling-Hanssen, 1976]. В результате от-

крытия Берингова пролива вместе с фораминиферами из Пацифики в Арктику и Северную Атлантику мигрировали моллюски. Именно в плиоцене многие бореальные виды тихоокеанского происхождения (из родов *Mya*, *Mytilus*, *Neptunea*, *Vuccinum* и др.), впервые появились в североатлантических бассейнах около Англии и Исландии [Гладенков и др., 1980].

Несмотря на недостаточную представительность остатков моллюсков в разрезе скважины SSDAN-1, они все же с понятной долей условности позволяют сделать некоторые предположения о глубине и условиях формирования заключающих их пород. Так в связи с тем, что представители *Nucula*, обычно являются типичными для трофической зоны собирающих детритофагов, их присутствие может свидетельствовать, что вмещающие их осадки, скорее всего, отлагались на глубинах нижней сублиторали (до 100–200, возможно, 300 м), где развиваются мелкопесчанистые и алевритистые грунты, которые свойственны затишным зонам с замедленными течениями. С другой стороны, находки *Astarte sulcata* (La Costa) говорят о несколько иной обстановке накопления вмещающих их осадков. Астарты обычно входят в трофическую зону подвижных и малоподвижных сестонофагов с глубинами до 100 м, где распространяются песчанистые грунты в условиях определенной подвижности вод, достаточной для поддержания во взвешенном состоянии в придонном слое основной массы органического сестона. Поэтому присутствие этих моллюсков в разрезе может говорить, что заключающие их осадки отлагались на глубинах до 100 м.

Состав комплекса фораминифер плиоценового уровня соответствует обстановкам среднего — внешнего шельфа с глубинами 50–200 м, где

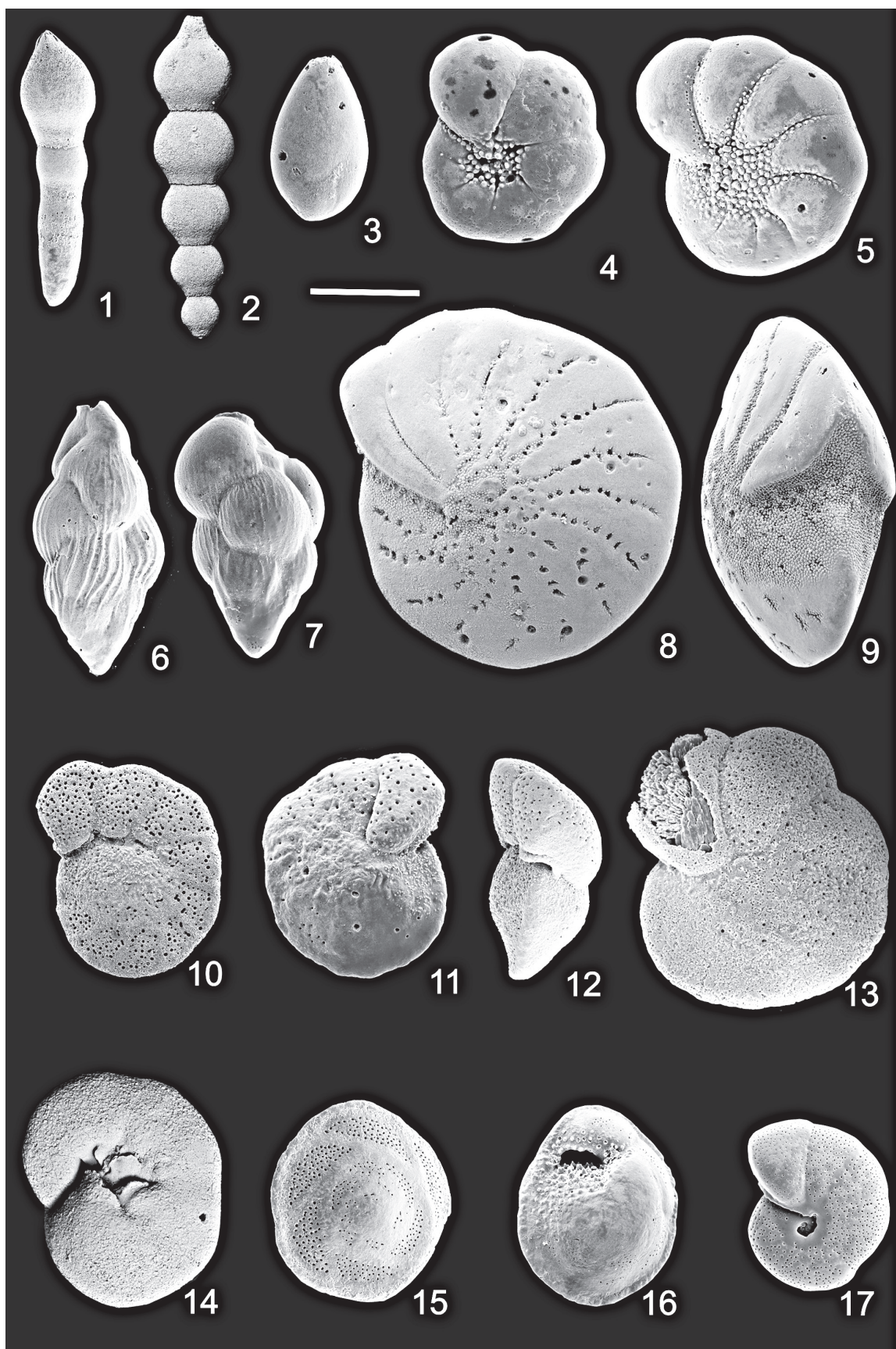


Рис. 4. Характерные фораминиферы плиоцена шельфа моря Лаптевых: 1 — *Laevidentalina baggi* (Galloway et Wissler, 1927); 2 — *Laevidentalina soluta* (Reuss, 1851); 3 — *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, 1930; 4 — *Nonion tallahattensis* Bandy, 1949; 5 — *Hyantesina orbicularis* (Brady, 1881); 6 — *Trifarina angulosa* (Williamson, 1858); 7 — *Trifarina fluence* (Todd, 1948); 8–9 — *Elphidiella groenlandica* (Cushman, 1933); 10–12 — *Lobatula lobatula* (Walker et Jakob, 1798); 13 — *Cibicides grossus* Ten Dam et Reinhold, 1941; 14 — *Valvulineria malagaensis* Kleinpell, 1938; 15–16 — *Asterigerinoides guerichi* (Franke, 1912); 17 — *Melonis affinis* (Reuss, 1851). Мерная линейка 200 мкм

в условиях морской трансгрессии шло накопление алевритистых илов. Обстановки нормально-морские, с возможным некоторым распреснением вод [Гудина, 1969]. Такая гидрологическая обстановка подтверждается и отсутствием более стеногалинных форм — исландиеллид и кассидулин. Выделенный комплекс фораминифер имеет некоторое сходство с комплексами четвертичных межледниковых трансгрессий северных районов [Гудина, 1969]. Достаточно большое количество в нем вида *Melonis affinis* (Reuss, 1851), типичного для Атлантики, свидетельствует об активном притоке атлантических водных масс в район моря Лаптевых. Можно предположить, что климат плиоцена был теплее современного. Бентосная известковистая микрофауна этого возраста более соответствовала умеренно прохладным бореальным водным массам, чем арктическим.

Выводы. Анализ палеонтологических материалов из указанной скважины по двум группам ископаемых (фораминифер ФК VI и моллюсков с *Astarte*

sulcata) приводит к заключению о плиоценовом возрасте вмещающих их слоев.

Обнаруженная на отметке 56,57 м раковина *Astarte borealis* скорее всего, маркирует начало квартера в разрезе. Этот уровень соответствует появлению в верхней части ФК VI *Criboelphidium bartletti* (Cushman, 1933), *Stetsonia horvathi* Green, 1959, характерных для квартера Канадского бассейна Арктического океана [Poore, et al., 1994] и Аляски [Хорева, 1988]. Состав ФК VII с видами четвертичного возраста (*Elphidium clavatum* Cushman, 1930, *Buccella frigida* (Cushman, 1922) и др.) подтверждает это предположение.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам за внимательное прочтение нашей статьи, что позволило улучшить ее текст.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем государственного задания геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барановская О.Ф., Зархидзе В.С. Биостратиграфические аспекты кайнозойской истории Арктического шельфа (фораминиферы, моллюски) // Геологические события в истории плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа: Изд-во БФАН, 1985. С. 16–32.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 345).

Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 72–89.

Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена-плейстоцена и палеонтологические комплексы). М.: Наука, 1980. 116 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 313).

Гудина В.И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера. М.: Наука, 1969. 80 с.

Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др. Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых // Доклады Академии наук. Серия: Науки о Земле. 2024. Т. 515, № 1. С. 26–35.

Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1988. 104 с.

Gladenkov A.Yu., Oleinik A.E., Marincovich L.Jr., Barinov K.B. A refined age for the earliest opening of Bering Strait // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. Vol. 183. P. 321–328.

Hopkins D.M. Cenozoic History of the Bering Land Bridge // Science. 1959. Vol. 129. P. 1519–1528.

Feyling-Hanssen R.W. Microbiostratigraphy of young Cenozoic marine deposits of the Qivituq Peninsula, Baffin Island // Mar. Micropaleontology. 1980. Vol. 5. P. 153–184.

Feyling-Hanssen R.W. The stratigraphy of the Quaternary Clyde Foreland Formation, Baffin Island, illustrated by the distribution of benthic foraminifera // Boreas. 1976. Vol. 5. P. 77–94.

Funell B.M. The Paleogene and Early Pleistocene of Norfolk // The geology of Norfolk. L., 1970. P. 159–167.

Kaminski M.A., Sylve L., Kender S. Miocene foraminifera from ODP Hole 909c: Paleooceanography of the Fram Strait Area, Greenland Sea // Micropaleontology. 2005. Vol. 51. P. 373–403.

McNeil D.H. Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort Mackenzie Basin of Arctic Canada; in Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Pap. 89-1G, 1989. P. 203–223.

McNeil D.H. Tertiary Marine Events of the Beaufort-Mackenzie Basin and Correlation. Oligocene to Pliocene Marine Outcrops in Arctic North America // Arctic. 1990. Vol. 43. P. 301–313.

Poore R.Z., Ishman S.E., Phillips R.L., McNeil D.H. Quaternary Stratigraphy and Paleooceanography of the Canada Basin, Western Arctic Ocean // U.S. Geological Survey bulletin. V. 2080. 1994. 40 p.

Staesche K., Hiltermann H. Microfaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. Berlin: Abhandlungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Neue Folge. 1940, H. 201. 26 p.

Young F.G., McNeil D.H. Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie delta, Northwest territories. Geological Survey of Canada. Bull. 336. 1984. 70 p.

Статья поступила в редакцию 15.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

УДК 550.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-5-158-168

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕВОГО И ЛАБОРАТОРНОГО МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ НА ПРИМЕРЕ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мария Александровна Тарасова¹✉, Светлана Сергеевна Бричёва²,
Михаил Львович Владов³

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт Географии РАН, Москва, Россия; svebrich@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladov_ml@mail.ru

Аннотация. Сведения о диэлектрической проницаемости отложений могут быть полезны при интерпретации георадарных данных, в частности, в условиях песчано-глинистого разреза. Среди методов измерения электромагнитных параметров большее предпочтение отдается методу временной рефлектометрии в связи с возможностью измерений *in situ* при сохранении естественной плотности и влажности отложений. Однако, для его применения необходим открытый грунт, например, шурф или стенка карьера, которые на месте проведения геолого-геофизических работ редко встречаются. Намного чаще различными специалистами бурятся скважины и отбираются образцы. В таких случаях для измерения диэлектрической проницаемости применяется лабораторный метод с использованием коаксиальной ячейки. Замена одного метода на другой приводит к расхождениям в измеренных значениях, в первую очередь за счет изменения состояния образца по сравнению с естественным состоянием грунта. Поэтому в данной работе на примере искусственных и природных песчано-глинистых отложений анализируются величины этих расхождений в зависимости от гранулометрического состава и влажности.

Ключевые слова: метод временной рефлектометрии, TDR, коаксиальная ячейка, электромагнитные свойства, объемная, весовая влажность, физический эксперимент, георадар

Для цитирования: Тарасова М.А., Бричева С.С., Владов М.Л. Методические особенности полевого и лабораторного методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 5. С. 158–168.

METHODICAL FEATURES OF FIELD AND LABORATORY DIELECTRIC PERMITTIVITY MEASURING TECHNIQUES FOR SAND-CLAY GROUND

Mariya A. Tarasova¹✉, Svetlana S. Bricheva², Mikhail L. Vladov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tarasovama@my.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia; svebrich@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vladov_ml@mail.ru

Abstract. Information about the dielectric permittivity of deposits can be useful in the interpretation of GPR data, particularly in the context of sandy-clay ground. Among the methods for measuring electromagnetic parameters, greater preference is given to the Time Domain Reflectometry (TDR) method due to its ability to perform *in situ* measurements while preserving the natural density and moisture content of the deposits. However, its application requires open ground, such as a trench or a quarry wall, which are rarely found at the sites of geological and geophysical work. Much more frequently, various specialists drill wells and collect samples. In such cases, instead of the TDR method for measuring dielectric permittivity, a laboratory method using a coaxial cell is employed. The substitution of one method for another leads to discrepancies in the measured values, primarily due to changes in the sample's condition compared to the natural state of the soil. Therefore, this study analyzes the magnitude of these discrepancies in artificial and natural sandy-clay deposits depending on the grain size distribution and moisture content.

Keywords: Time Domain Reflectometry, TDR, coaxial cell, electromagnetic properties, volumetric moisture content, gravimetric moisture content, physical experiment, GPR

For citation: Tarasova M.A., Bricheva S.S., Vladov M.L. Methodical features of field and laboratory dielectric permittivity measuring techniques for sand-clay ground. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 5: 158–168. (In Russ.).

Введение. При интерпретации данных георадиолокации на этапе привязки осей синфазности глубинного разреза к границам, выделенным специалистами на литологической колонке, инженерно-геологическом разрезе или в обнажении могут возникать трудности. Причина состоит в том, что границы изменения электрических свойств грунтов могут не совпадать, например, с наблюдаемой литологической последовательностью [Van Dam, et al., 2002]. Как следствие, на радарограмме количество осей синфазности будет отличаться от числа выделенных литологических границ, или они будут смещены по глубине. Установление причин изменения электромагнитных свойств на границах, не совпадающих с литологическими, позволит объяснить природу наблюдаемых на радарограмме отражений и уточнить геологическую интерпретацию. Для этого необходимо знать электромагнитные свойства отложений в пределах изучаемого георадаром разреза и их связь с физико-механическими параметрами. К основным электромагнитным свойствам отложений, определяющим отражательную способность границ в методе георадиолокации, относятся диэлектрическая проницаемость и проводимость [Владов, Судакова, 2017]. Диэлектрическая проницаемость (ДП) отложений контролируется соотношением в их поровом пространстве воды и воздуха, так как ДП минерального скелета изменяется в узких пределах от 2,5 до 7 [Schon, 2011], воды — около 80, воздуха — близка к 1. Поэтому существует множество зарубежных и отечественных исследований, посвященных изучению связей между ДП и параметрами, напрямую или косвенно указывающими на содержание воды и воздуха в порах. Например, в работе [Rust, 1999] получена связь ДП с пористостью вулканических пород; в [Botha, et al., 2003] — с размерами песчаных частиц, в [Owenier, et al., 2016] — с гранулометрическим составом песчано-глинистых пород. Распространены исследования, направленные на изучение связи ДП и влажности для различных типов пород, для случая песчано-глинистых отложений они рассмотрены в работе [Knoll, 1996]. Таким образом, изменение ДП в разрезе может происходить вследствие изменения соотношения вода-воздух в отложениях, количественно выражающемся в физико-механических параметрах: влажности, пористости, плотности, гранулометрическом составе. Проблема состоит в том, что границы, на которых происходит изменение физико-механических параметров и, как следствие ДП, не всегда сопровождаются изменением литологии, что и приводит к неточностям интерпретации. Примерами таких границ являются уровень грунтовых вод (УГВ) в песчаном слое [Старовойтов, 2023], границы с вариацией размеров частиц в песчаных дюнах [Botha, et al., 2003] и др. Отсутствие учета влияния проводимости изучаемой среды, общепринятое в георадиолокации предположение о том, что среда является диэлектриком, также ведет к проблематич-

ности интерпретации, например, границ в водной толще, в частности, галоклина [Крылов и др., 2014].

В рамках настоящей работы для измерений электромагнитных свойств отложений использован коаксиальный метод в качестве лабораторного, и метод рефлектометрии во временной области (time-domain reflectometry — TDR) в качестве полевого. Коаксиальный метод работает в частной области. Преимущества этого метода основаны на небольшом количестве исследуемого образца, необходимом для измерений, возможности измерить электрофизические параметры материала в широком диапазоне частот от первых Герц до СВЧ [Касимова, Верзунов, 2022; Shenhui, et al., 2003]. Этот лабораторный метод удобно применять для изучения электромагнитных свойств образцов, отобранных из скважин, когда нет возможности прямого измерения в обнажении. Недостатком метода является требование механической подготовки образца для лучшего контакта с коаксиальной линией, из-за чего не сохраняется естественная плотность, пористость, объемная влажность. Метод рефлектометрии во временной области нашел применение в решении задач почвоведения и геологии как косвенный метод определения объемной влажности почв и горных пород [Davis, 1975; Topp, et al., 1980]. Рабочий диапазон частот как правило составляет от 20 кГц до 1,5 ГГц [Heimovaara, 1994]. Преимущества метода заключаются в возможности измерения ДП почв и грунтов в естественном состоянии (*in situ*), в стенке шурфа, карьера или другого обнажения. Недостатком метода можно считать неопределенность в соотношении измеренного значения ДП с конкретной частотой, так как метод работает во временной области. Эта частота называется эффективной, и в работе [Kelleners, 2005] показано, что для песчано-глинистого образца со средней влажностью она составляет около 800 МГц.

Два вышеописанных метода измерений электромагнитных свойств различаются по физическому принципу работы и частотному диапазону, и на данный момент проведено недостаточно исследований, направленных на сравнение результатов этих методов. Для цели настоящей работы было важно оценить сходимость результатов измерений, чтобы понимать, какие расхождения в ДП могут возникнуть при замене одного метода на другой. Как отмечалось выше, для лабораторного метода необходима обработка образца, после которой он частично теряет естественные свойства и поэтому его ДП может быть непригодна для точной интерпретации. В лабораторном методе измерения ДП проводятся на отдельных частотах от кГц до ГГц. Из-за наличия «георадарного плато», диапазона частот от первых МГц до первых ГГц, в котором величина ДП не изменяется, не имеет значения на какой частоте в данном диапазоне будет проводится измерение [Владов, Судакова, 2017]. Однако, в последнее время в связи с развитием технологий широкополосных измерений возникают вопросы

к степени выдержанности «георадарного плато» и его частотных границ. Это иногда приводит к неопределенности выбора значения и к неточностям при осреднении ДП в диапазоне частот от первых МГц до первых ГГц. Помимо этого, в научной литературе недостаточно информации о связи ДП, измеренной полевым и лабораторным методом, с разными показателями влажности: объемной и весовой. Например, зарекомендовавшая себя на практике эмпирическая формула Торппа [Torppa, et al., 1980] связывает ДП и объемную влажность, а о зависимости ДП, определенной полевым методом, от весовой влажности, которая по сравнению с объемной определяется намного чаще, известно мало. Аналогичная проблема с изученностью имеется для зависимости ДП, полученной лабораторным путем, от объемной влажности.

Таким образом, цель исследования — выявить ограничения и особенности лабораторного и полевого методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений искусственного и природного происхождения с различной весовой и объемной влажностью.

В задачи исследования входят:

- оценка сходимости результатов измерений ДП лабораторным и полевым методом на примере искусственных и природных песчано-глинистых смесей;

- построение и анализ дисперсионных кривых по результатам лабораторных измерений ДП только на песчано-глинистых смесях искусственного происхождения;

- оценка влияния весовой и объемной влажности песчано-глинистых отложений искусственного и природного происхождения на значение диэлектрической проницаемости, определенное по полевым и лабораторным методам измерений.

Для решения поставленных задач в работе был проведен физический эксперимент по измерению ДП лабораторным и полевым методами искусственных песчано-глинистых смесей с различным гранулометрическим составом и объемной влажностью. Вторая часть работы посвящена анализу результатов таких же измерений на природных песчано-глинистых отложениях.

Методы измерения диэлектрической проницаемости. Рефлектометрия во временной области. В данной работе для измерения ДП отложений в естественных условиях применялся метод спектрометрии во временной области. Использовался прибор TDR200 (Campbell Scientific, Inc.), включающий блок TDR200, коаксиальный кабель, трехстержневой зонд длиной 0,3 м и программное обеспечение PC-TDR. Методически работы выполнялись следующим образом: зонд погружался в емкость с песчано-глинистой смесью в случае физического эксперимента и в стенку шурфа в случае натурных измерений, а затем на него подавался электромагнитный импульс, после чего регистрировались параметры

отраженного сигнала, а в программе отображались значения диэлектрической проницаемости и проводимости. В методе измеряется время t прохождения импульса в разомкнутом отрезке двухпроводной линии длиной L (длина зонда), погруженной в грунт, от генератора до конца зонда и обратно. Физически погружение зонда в грунт означает подключение к коаксиальному кабелю с волновым сопротивлением $Z_0 = 50$ Ом резистора с сопротивлением $R > Z_0$, характерным для большинства геологических пород, что приводит к изменению импеданса зонда и образованию отражения излученного импульса. Время прохождения импульса t определяется скоростью распространения электромагнитной волны в материале, окружающем зонд и связано с кажущейся диэлектрической проницаемостью K_a по формуле:

$$t = \frac{2L\sqrt{K_a}}{c}, \quad (1)$$

где t — время прохождения, с; L — длина зонда TDR, м; c — скорость света, м/с. Из уравнения (1) можно выразить кажущуюся диэлектрическую проницаемость ($L_a = ct/2$).

Выходным результатом измерения является одно значение ДП и проводимости.

Коаксиальная ячейка. Для определения в лабораторных условиях электромагнитных параметров жидких и сыпучих материалов в широкополосном диапазоне частот применяется метод коаксиальной линии. Основу установки составляет коаксиальная ячейка — отрезок коаксиальной линии, заполненный исследуемым веществом и подключенный к векторному анализатору цепей [Молостов, Щербинин, 2015]. В работе использовалось оборудование производства НПО «Терразонд» (г. Томск, Россия): двухпортовый векторный анализатор цепей Planar S5045 с диапазоном рабочих частот от 9 кГц до 4,5 ГГц, коаксиальная ячейка, коаксиальные кабели и программное обеспечение Cell. Измерения проводились для 36 образцов (6 смесей при 6 различных объемных влажностях в интервале 0–35 %). Перед началом измерений для обеспечения стабильных результатов выполняется калибровка анализатора цепей, затем коаксиальная ячейка заполняется образцом таким образом, чтобы он полностью покрыл проводник-стержень, проходящий через центр ячейки. Далее на порты анализатора подается сигнал из заданного диапазона частот 30–1000 МГц, который, проходя через образец в ячейке, отражается. Физический принцип измерения основан на том, что ячейка представляет собой четырехполюсник, у которого с помощью векторного анализатора измеряется комплексный коэффициент отражения. Для этого на вход и выход ячейки подается падающая волна с амплитудами \dot{a}_1 и \dot{a}_2 , а регистрируется отраженная волна с амплитудами \dot{b}_1 и \dot{b}_2 . Образование отражения связано с тем, что ячейка с образцом представляет собой нагрузку с волновым сопротив-

лением большим, чем сопротивление коаксиальных кабелей (50 Ом).

Связь между амплитудами падающей и отраженной волн описывается S -параметрами и для четырехполюсника выражается как [Сазонов, 1988]:

$$\begin{aligned} \dot{b}_1 &= \dot{S}_{11}\dot{a}_1 + \dot{S}_{12}\dot{a}_2, \\ \dot{b}_2 &= \dot{S}_{21}\dot{a}_1 + \dot{S}_{22}\dot{a}_2. \end{aligned} \quad (2)$$

Векторный анализатор вычисляет по амплитудам волн параметры \dot{S}_{11} и \dot{S}_{22} , которые имеют физический смысл комплексного коэффициента отражения. В работе [Curtis, 2001] приводится уравнение для определения ДП по результатам измерений, которое решается итерационным методом:

$$\cos \frac{\omega d \sqrt{\epsilon}}{c} = \frac{1 + S_{21}^2 - S_{11}^2}{2S_{21}}, \quad (3)$$

где ω — круговая частота, d — длина пробы, c — скорость распространения электромагнитных волн в вакууме, ϵ — комплексная диэлектрическая проницаемость.

Выходным результатом измерений в коаксиальной ячейке являются дисперсионные кривые действительной и мнимой частей ДП, проводимости, тангенса угла потерь. Для дальнейшего анализа использовалась только действительная часть ДП, находилось среднее арифметическое в интервале частот от 100 до 500 МГц, так как в этом интервале не наблюдалось изменения ДП. Мнимая часть ДП, как и проводимость, не анализировались, так как это выходит за рамки данного исследования.

Методика измерений физических параметров образцов. Измерение влажности образцов. В работе объемная влажность W с помощью кольца определялась только для природных образцов: влажный грунт отбирался в кольцо заданного объема, после его высушивания определялась масса и рассчитывался объем воды при принятой плотности воды 1 г/см^3 . Объемная влажность W рассчитывалась по формуле:

$$W = \frac{V_1}{V_0} \cdot 100\%, \quad (4)$$

где V_1 — объем воды в образце, $V_0 = 81,4 \text{ см}^3$ — объем влажного образца, равный объему используемого кольца.

В дополнение к объемной влажности измерялась весовая влажность по ГОСТ 5180-2015, как для природных отложений, так и для искусственных смесей. Весовая влажность w в процентах рассчитывается по формуле:

$$w = \frac{m_1 - m_0}{m - m} \cdot 100\%, \quad (5)$$

где m_1 — масса влажного грунта с бюксом; m_0 — масса высушенного грунта с бюксом; m — масса пустого бюкса.

Измерение гранулометрического состава отложений. Гранулометрический состав измерялся только для образцов природных отложений, так как в случае искусственных смесей их состав контролировался. В качестве прибора использовался лазерный анализатор Microtrac Bluewave, ультразвуковой гомогенизатор Scientz-750F (Scientz Bio, КНР). Размеры частиц были разделены на 2 фракции в соответствии с классификацией по Н.А. Качинскому: меньше 10 мкм (физическая глина) и больше 10 мкм (физический песок) [Качинский, 1958]. Для соответствия с данными физического эксперимента, полученные соотношения физического песка и глины для природных отложений были округлены до десятков по каждому образцу.

Дизайн эксперимента по измерению электромагнитных параметров искусственных смесей.

Для решения поставленных задач в исследовании был проведен эксперимент по измерению электромагнитных параметров искусственных песчано-глинистых смесей разной влажности, изготовленных в объемах, необходимых для измерения с помощью методов TDR и коаксиальной ячейки. Измерения методом TDR предполагают, чтобы расстояние по вертикали от конца вилки зонда до дна емкости было как минимум 5 см, такое же расстояние должно выдерживаться от краев зонда до стенок. Учитывая размеры самого зонда (21 см в длину и 5 см в ширину) и необходимые минимальные расстояния, в качестве емкости были выбраны пластиковые сосуды объемом 5 л. Суть эксперимента заключается в возможности контроля объемной влажности и гранулометрического состава. Так, в качестве твердых компонент смесей были выбраны кварцевый песок с размером зерен 0,16–0,63 мм и голубая кембрийская глина. Для эксперимента были подготовлены шесть емкостей, содержащих сухие песок и глину в объемных соотношениях: 100/0, 80/20, 60/40, 50/50, 40/60, 20/80 (рис. 1).

В качестве жидкой компоненты была выбрана дистиллированная вода, путем добавления которой в определенном объеме (в мл) последовательно изменялась объемная влажность в каждой смеси: 0, 10, 15, 20, 30, 35 %. После каждого добавления воды в смесь содержимое размешивалось с помощью строительного миксера до однородного состояния.



Рис. 1. Подготовленные сухие песчано-глинистые смеси в процессе измерения методом TDR ДП смеси в емкости № 5 (с указанием номеров и процентных соотношений в них песка/глины)

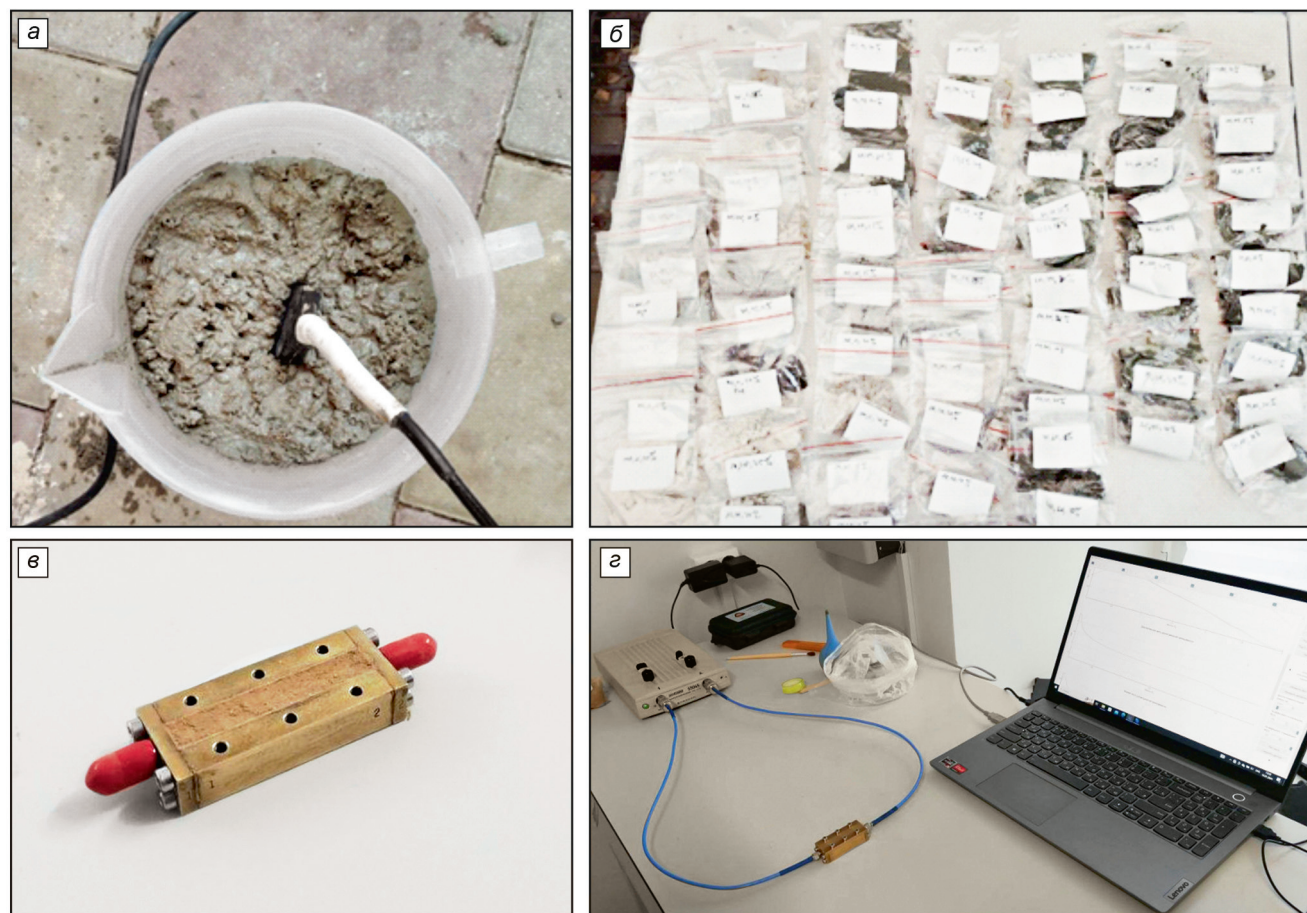


Рис. 2. Этапы проведения физического эксперимента и лабораторных измерений: а — зонд TDR во влажной смеси, б — отобранные образцы в пакетах (масса образца менее 50 г), в — коаксиальная ячейка с образцом, г — установка для лабораторных измерений ДП в процессе работы

Для каждой смеси при различной влажности были проведены измерения методом TDR, а также отобраны образцы для лабораторных измерений в коаксиальной ячейке (рис. 2). Перед измерениями выполнялась калибровка TDR для определения длины окна и кабеля, необходимых для дальнейших пересчетов времени в значения ДП. Процесс калибровки состоит в измерениях ДП дистиллированной воды и воздуха известной температуры.

Ход эксперимента можно описать поэтапно:

1. Измерение методом TDR шести сухих песчано-глинистых смесей и отбор 6 образцов.

2. Добавка в емкость № 1 500 мл воды для обеспечения объемной влажности 10 %, перемешивание до однородности с помощью миксера, отбор образца в zip-пакет, измерение TDR (рис. 3).

3. Добавка в емкость № 1 250 мл воды для обеспечения объемной влажности 15 %, перемешивание до однородности с помощью миксера, отбор образца в zip-пакет, измерение TDR. Далее этот процесс для емкости № 1 повторяется до достижения влажности 35 %.

4. Аналогично повтор этапов 2 и 3 для емкостей № 2–6.

5. После окончания измерений методом TDR отобранные образцы помещались в коаксиальную ячейку для измерения ДП в лабораторных условиях.

Измерения электромагнитных параметров природных отложений.

Важным в работе является анализ сходимости методов на примере природных образцов, которые отличаются многокомпонентным составом, наличием разного рода включений (фрагменты растений, ожелезненные прослои), и конечно, имеют ограниченный диапазон изменения объемной влажности. В качестве природного объекта исследования были выбраны две противоположные друг другу зачищенные стенки шурфа, вскрытого на участке высокой поймы р. Гусь в районе с. Лесуново Рязанской области (рис. 3). Расположение шурфа и его размеры (2,2 м по ширине и 1,6–1,85 м по глубине) выбраны на основании георадарного профилирования, в ходе которого на радарограмме 400 МГц в этом месте в верхних 2 м была зафиксирована контрастная граница, полого спускающаяся в сторону уреза реки. В разрезе специалистом-почвоведом были выделены три основных типа пород: супесь, суглинки, песок, поэтому разрез идентифицируется как песчано-глинистый.

На двух стенках вдоль вертикальных линий (обозначены красным) с шагом 5 см по глубине проведены измерения электромагнитных параметров методом TDR (рис. 3). Из этих точек измерения были отобраны образцы для определения объемной

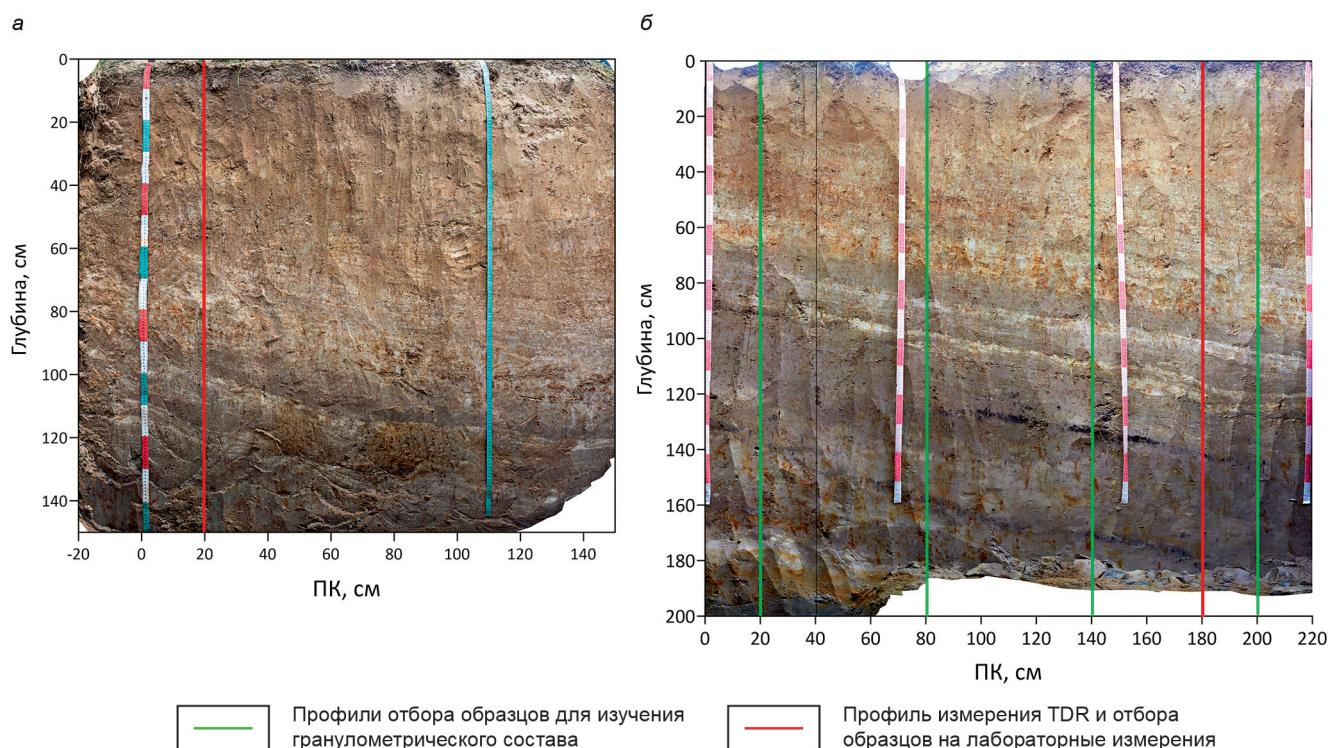


Рис. 3. Фото стенок шурфа: а — северная, б — южная, с обозначением профилей прямых измерений и мест отбора образцов

и весовой влажности, а также для лабораторного измерения ДП в коаксиальной ячейке. Всего было отобрано 60 образцов (по 30 с каждой стенки) природных песчано-глинистых отложений. С южной стенки шурфа дополнительно были отобраны образцы на ПК 20, 80, 140 и 200 см с шагом 10 см по глубине для изучения гранулометрического состава отложений, необходимого для более точного определения типов пород в разрезе.

Результаты. С помощью графиков на рис. 4 проанализирована сходимость результатов измерения ДП по двум методам в зависимости от изменения объемной влажности искусственных песчано-глинистых смесей. Общий тренд изменения ДП по двум методам близок к линейному, по форме кривые подобны. С увеличением влажности от значения ДП по двум методам возрастают, что не противоречит теории. Отметим тот факт, что все значения ДП смесей с содержанием глины до 40 %, измеренные в коаксиальной ячейке, ниже, чем значения, полученные с помощью TDR. Замечено также, что при росте числа глинистых частиц в смеси некоторые значения ДП по ячейке превышают значения по TDR. Максимальные расхождения между измерениями преимущественно приурочены к смесям со влажностью 30–35 %. За исключением смесей 60/40 и 20/80, у которых величина самого расхождения не коррелирует ни с влажностью, ни с содержанием глины в смеси. Наибольшие по величине расхождения относятся к смесям, приближенным к однокомпонентным: чистому песку (расхождение ДП составило 6,4) и смеси, на 80 % состоящей из глины (6,3). Также стоит отметить, что минимальное рас-

хождение между значениями (0,6) наблюдается для сухих смесей, причем значение ДП по лабораторному методу для сухой смеси с наибольшим содержанием глины превосходит значение по TDR. Причина, по которой значения ДП в коаксиальной ячейке для более глинистых смесей могут превышать значения, измеренные методом TDR, является уплотнение: более дисперсные смеси могут в большей массе заполнить объем ячейки, уменьшив при этом объем воздуха.

На рис. 5 представлены аналогичные зависимости для смесей природного происхождения, содержание в которых физического песка и глины было округлено до десятков. Таким образом, природную смесь можно считать двухкомпонентной и сравнивать со смесями, используемыми в физическом эксперименте. Главным отличием от искусственных смесей является нелинейный тренд изменения ДП в зависимости от объемной влажности, но по форме кривые также подобны. Наблюдается увеличение максимального расхождения до 7,7. Все значения ДП по лабораторному методу ниже, чем по TDR, однако для данных соотношений песка и глины в природных отложениях, результаты согласуются с физическим экспериментом, так как там нет образцов, содержащих более 20 % частиц глинистой размерности.

Причина нелинейного тренда и увеличения величины расхождения в случае природных образцов может быть связана с более грубой классификацией по гранулометрическому составу, наличием включений (оксидов железа, остатки растений, обломки), которые влияют на лабораторные измерения, изменяя поровое пространство образца.

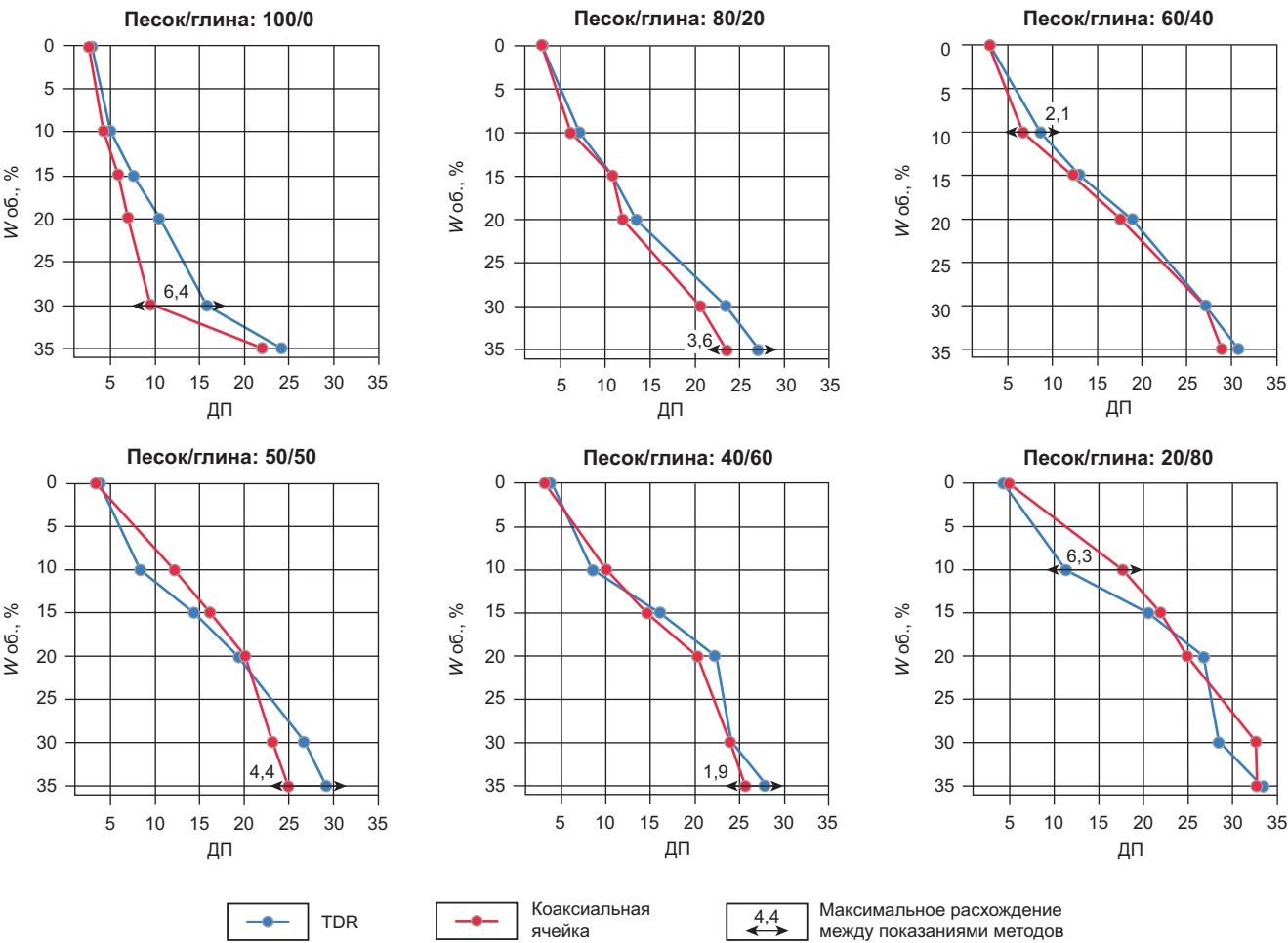


Рис. 4. Графики зависимости ДП от объемной влажности для искусственных песчано-глинистых смесей различного соотношения, полученные по двум методам измерения



Рис. 5. Графики зависимости ДП от весовой влажности для природных песчано-глинистых смесей различного соотношения по двум методам измерения

Выше проводилась оценка сходимости результатов измерений по двум методам, однако, стоит напомнить, что выходным результатом метода TDR является одно значение ДП и проводимости, в то время как с помощью векторного анализатора в лабораторном методе получается набор значений ДП, зависящих от частоты. Для сравнения в данной работе и в общем для целей интерпретации георадарных данных, используются средние значения ДП в интервале частот от 100 до 500 МГц. Однако важно пронаблюдать как изменяются эти значения в пределах так называемого «георадарного пла-

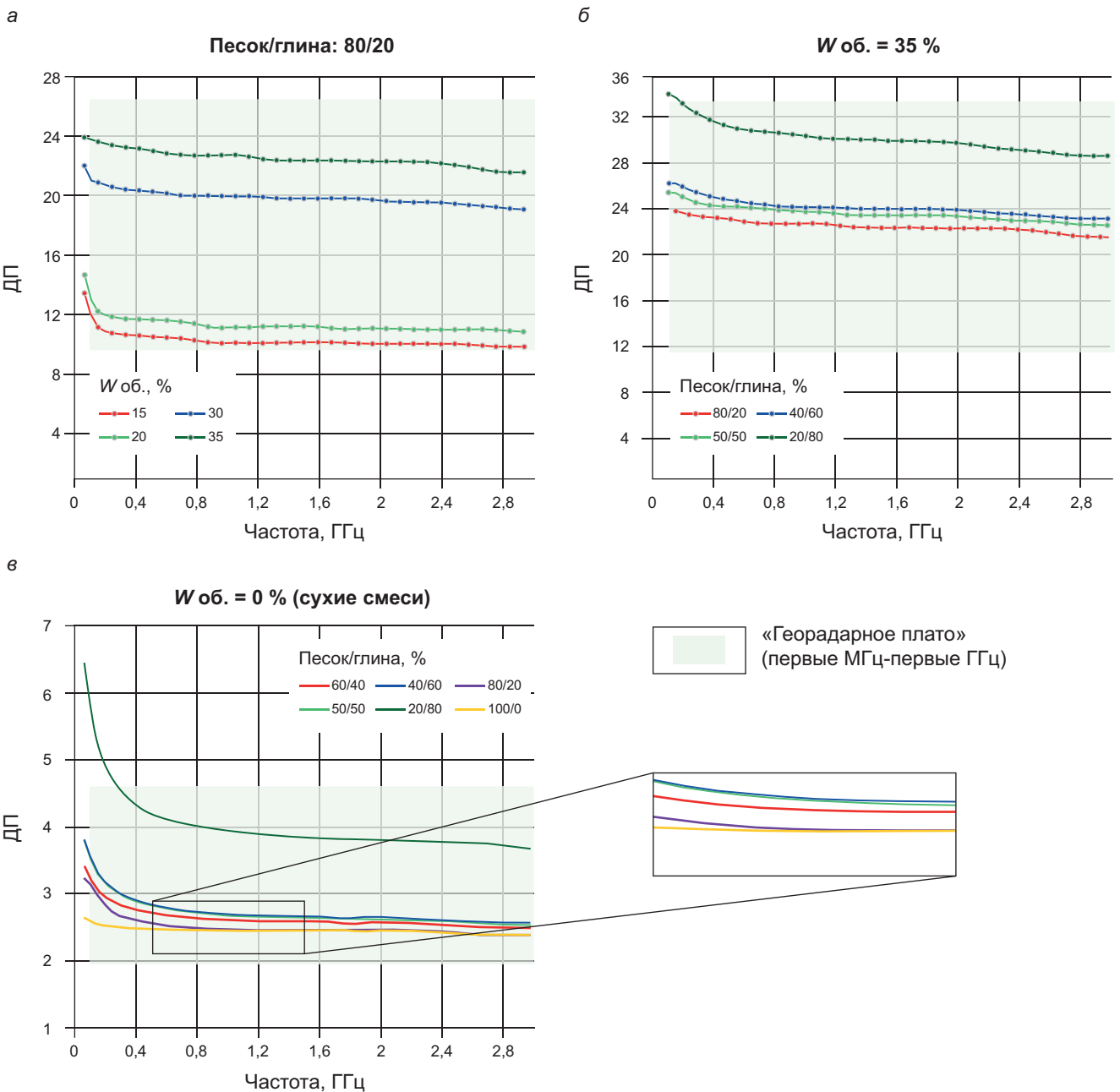


Рис. 6. Зависимости ДП от частоты для смесей: а — с соотношением песок/глина 80/20 для различной объемной влажности, б — фиксированной объемной влажности 35 % для различных соотношений песка и глины, в — фиксированной объемной влажности 0 % (сухие) для различных соотношений песка и глины

то» — частотного диапазона, внутри которого ДП считается не зависящей от частоты. Это необходимо для проверки корректности работы коаксиальной ячейки и возможности такого осреднения в выбранном интервале частот, так как это может быть одной из причин расхождений, описанных выше. Были построены графики изменения ДП с частотой от 30 МГц до 3 ГГц для смесей с соотношением песок-глина 80–20 % при различной влажности, а также при фиксированных влажностях 35 % и 0 %, но разных соотношениях компонентов только для искусственных смесей, чтобы исключить случайные природные факторы. Для построенных дисперсионных кривых анализировался «перепад» значений ДП на первой частоте диапазона (100 МГц) и на последней — 3 ГГц.

На рис. 6, а видно, что в диапазоне «георадарного плато» наблюдается наибольший перепад значений ДП в пределах 10 %, отвечающий максимальной объемной влажности — 35 %, с уменьшением влажности значения в диапазоне 500 МГц — 3 ГГц стабилизируются, а в случае сухих образцов вариаций не наблюдается. Помимо этого, на увеличенном фрагменте видно, что значения ДП практически совпадают для смесей с соотношениями песок/глина 50/50 и 40/60, а также 80/20 и 100/0 (рис. 6, в). Среди дисперсионных кривых при объемной влажности 35 % наибольшим перепадом значений ДП в 15 % обладает самая глинистая смесь с содержанием глины 80 %. Затем, с убыванием содержания глины в смесях до чистого песка, снижаются перепады в значениях,

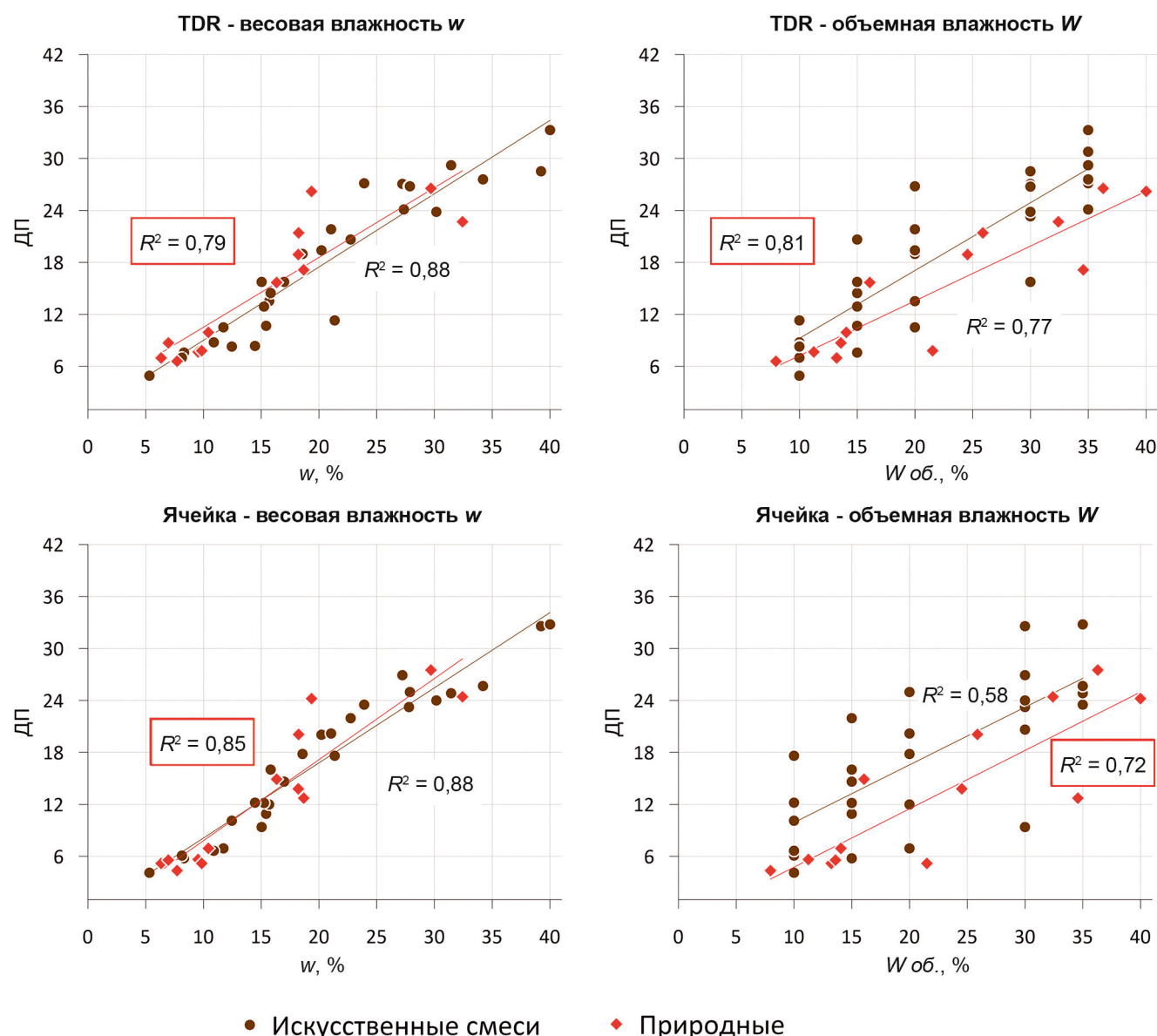


Рис. 7. Корреляционные зависимости ДП, измеренной по методам TDR и коаксиальной ячейке с весовой и объемной влажностью на примере искусственных и природных песчано-глинистых смесей (в красном прямоугольнике выделены коэффициенты детерминации R^2 для природных смесей)

они составляют 11 %, 10 % и 9 % (рис. 6, б). Стоит обратить внимание на кривую 20/80 на рис. 6, в — значения ДП для этой смеси в 1,5 раза выше, чем для смеси, где песка вдвое больше (40/60). Это указывает на методические особенности измерений в ячейке: у более мелкодисперсных сухих отложений упаковка получается плотнее.

Наблюдаемые зависимости находят противоречие с имеющимися представлениями о выдержанности «георадарного плато». Согласно теории [Владов, Судакова, 2017] кривые зависимости действительной части диэлектрической проницаемости песчано-глинистых грунтов после частоты 10^6 Гц выходят на асимптоту и остаются примерно постоянными до частоты 10^9 – 10^{10} Гц. Однако такого поведения у дисперсионных кривых в данной работе не наблюдается, присутствует зависимость от частоты в области до 200 МГц (значения ДП снижаются почти 10 %). По-

хожий факт авторами был замечен в работах [Бобров и др., 2019; Owenier, et al., 2016; Curtis, 2003], где рассматриваются лабораторные зависимости ДП от частоты в диапазоне от первых МГц до десятков ГГц. Причина, по которой на частотах ниже 200 МГц ДП резко возрастает, может быть связана с краевыми эффектами. Анализ сложившихся представлений о выдержанности «георадарного плато» требует отдельного исследования.

Для решения последней из задач необходимо было проанализировать связи ДП, определенной по двум методам, с весовой и объемной влажностью (рис. 7). Из теории [Торр, et al., 1980] известно, что ДП, измеренная с помощью метода TDR, имеет высокую сходимость именно с объемной влажностью. Однако определение этого типа влажности зачастую затруднительно, поскольку требует извлечения образца известного объема и дополнительного знания

плотности воды, в результате в распоряжении исследователей обычно имеется только весовая влажность отложений. Поэтому важно провести сравнение результатов измерения двумя методами по двум типам влажности для искусственных и природных песчано-глинистых отложений.

Для искусственных смесей корреляции по двум методам получились выше с весовой влажностью, так как она определяется в лабораторных условиях, в малом объеме и поэтому более точно. А точность в определении объемной влажности ниже, что связано с различными процессами, происходящими в большом объеме образца (5 л): например, уменьшение объема всей влажной смеси за счет просадки, при фиксированном объеме вылитой воды [Трофимов, 2005]. Несмотря на то, что измерения проводились быстро, уменьшение смеси в объеме сказалось на результатах сопоставления ДП и объемной влажности. Тем не менее, коэффициент детерминации между значениями ДП и объемной влажности для полевого метода TDR на 32 % выше, чем для лабораторного. Объемная влажность природных отложений измерялась с помощью кольца, поэтому результаты являются более точными и согласуются с теорией: ДП, измеренная методом TDR, имеет большую связь с объемной влажностью, чем с весовой (рис. 7). Важным является наблюдение, что ДП, измеренная лабораторным путем, имеет более тесную связь с весовой влажностью, чем с объемной, как в случае искусственных, так и в случае природных смесей.

Выводы. В исследовании рассматриваются два метода измерения диэлектрической проницаемости, которые могут уточнить геологическую интерпретацию георадарных данных в зависимости от условий: наличия скважин и/или обнажений. Рассмотрим выводы в соответствии с поставленными в работе задачами.

1. Оценку сходимости результатов измерений диэлектрической проницаемости по двум методам корректнее производить на примере искусственных песчано-глинистых смесей, так как они имеют однородный, предсказуемый состав. В таком случае исключаются случайные факторы и увеличивается вероятность, что наблюдаемые расхождения в измеренных значениях отражают методические особенности работы приборов. Критерием «корректности» является линейность тренда изменения диэлектрической проницаемости, например, с объемной влажностью. Нелинейность и расхождения увеличиваются при работе с природными отложениями. На величину и частоту расхождений значений диэлектрической проницаемости, полученных полевым и лабораторным методами, влияют факторы, связанные с особенностями измерений в коаксиальной ячейке. А именно, требование предварительной обработки образца, в ходе которого

он измельчается, может быть немного подсушен или, наоборот, увлажнен при транспортировке в лабораторию. Поэтому, например, для измельченных мелкодисперсных отложений упаковка образца в ячейку может оказаться более плотной, чем в естественных условиях, что приведет к завышению значений, это наблюдалось для смесей с содержанием глины более 50 %. В случае присутствия излишней влаги возможен эффект «отжимания» воды из образца при упаковке грунта в ячейку и/или закрытии ее крышкой. В случае природных образцов расхождения увеличиваются за счет добавочного влияния неточностей, связанных с полевым методом измерения TDR: с неплотным прилеганием вилки зонда к грунту, попаданием в различные пустоты (кратовины, корневые системы). Третьим фактором является выбор диапазона частот для осреднения значения, особенно в случае влажных и глинистых образцов. Этот фактор связан с задачей 2.

2. Было показано, что так называемое георадарное плато — диапазон частот от первых МГц до первых ГГц [Владов, Судакова, 2017], в пределах которого диэлектрическая проницаемость незначительно изменяется с частотой — в настоящей работе имеет другой предел в области низких частот. Анализ дисперсионных кривых для искусственных смесей показал, что значения диэлектрической проницаемости стабилизируются в диапазоне от 500 МГц до 3 ГГц, и только в нем могут использоваться для выбора среднего значения ДП.

3. Результаты исследования показали, что диэлектрическая проницаемость, определенная с помощью коаксиальной ячейки, имеет более тесную взаимосвязь с весовой влажностью, чем с объемной. Это важно для корректного построения калибровочных зависимостей, поскольку выбор метода измерения влажности и способа определения ДП существенно влияет на результат.

Благодарности. Данное исследование требовало привлечения компетенций, которыми не обладают авторы статьи, в частности, знаний об отложениях и ландшафтах, методик отбора образцов и умения анализировать их свойства. За помощь в этой работе авторы признательны к.г.н. Шилову П.М. (Почвенный институт им. В.В. Докучаева), а также коллегам-географам Матасову В.М., Лобачевой Д.М., Шашериной Л.В., Роганову С.Б., Мироненко И.В. и Федину А.В. Мы также благодарим к.г.-м.н. Рязанцева П.А. (Институт геологии КарНЦ РАН) за содействие в проведении измерений методом TDR и плодотворные обсуждения результатов. Лабораторные измерения проводились на оборудовании геофизической группы Института географии РАН.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем Государственного задания Института географии РАН № FMWS-2024-0005 и геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бобров П.П., Беляева Т.А., Крошка Е.С. и др. Определение влажности образцов почв диэлектрическим методом // Почвоведение. 2019. № 7. С. 859–871.
- Владов М.Л., Судакова М.С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений: Учебное пособие. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Касимова А.У., Верзунов С.Н. Обзор современных методов измерения диэлектрической проницаемости горных пород // Проблемы автоматики и управления. 2022. № 1. С. 33–49.
- Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. Акад. наук СССР. Почв. ин-т им. В.В. Докучаева. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1958. 192 с.
- Крылов С.С., Бобров Н.Ю., Пряхина Г.В. и др. Особенности распространения и трансформации речных вод в приливном эстуарии р. Кереть // Метеорология и гидрология. 2014. № 10. С. 54–64.
- Молостов И.П., Щербинин В.В. Коаксиальная измерительная ячейка для широкополосных измерений диэлектрической проницаемости // Известия Алтайского государственного университета. 2015. № 1–2. С. 56–60.
- Сазонов Д.М. Антенны и устройства СВЧ. Учебник для радиотехнических специальностей вузов. М.: Высшая школа, 1988. 432 с.
- Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных: Учебное пособие по курсу «Георадиолокация». 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ; Добросвет, 2023. 258 с.
- Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А. и др. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
- Botha G., Bristow C., Porat N., et al. Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa // Geological Society London Special Publications. 2003. Vol. 211. No. 1. P. 29–46.
- Curtis J.O. A Durable Laboratory Apparatus for the Measurement of Soil Dielectric Properties // IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement. 2001. Vol. 50. No. 5. P. 1364–1369.
- Davis J.L., Chudobiak W.J. In-situ meter for measuring relative permittivity of soil // Geological Survey of Canada. 1975. No. 1A. P. 75–79.
- Heimovaara T.J. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms: 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils // Water Resources Research. 1994. Vol. 30. No. 2. P. 189–199.
- Kelleners T.J., Robinson D.A., Shouse P.J., et al. Frequency dependence of the complex permittivity and its impact on dielectric sensor calibration in soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2005. Vol. 69. No. 1. P. 67–76.
- Knoll M.D. A petrophysical basis for ground penetrating radar and very early time electromagnetics: Electrical properties of sand-clay mixtures: Ph.D. thesis, University of British Columbia. 1996. P. 316.
- Owenier F., Hornung J., Hinderer M. Substrate-sensitive relationships of dielectric permittivity and water content: implications for moisture sounding // Near Surface Geophysics. 2016. Vol. 16. No. 2. P. 128–152.
- Rust A.C., Russell J.K., Knight R.J. Dielectric Constant as a Predictor of Porosity in Dry Volcanic Rocks // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. Vol. 91, No. 1. P. 79–96.
- Schon J.H. Physical Properties of Rocks. Amsterdam: Elsevier. 2011. Vol. 8. P. 481.
- Shenhui J., Ding D., Quanxing J. Measurement of Electromagnetic Properties of Materials Using Transmission/Reflection Method in Coaxial Line // Asia-Pacific Conference on Environmental Electromagnetics. 2003. CEEM 2003. Proceedings. P. 590–595.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission line // Water Resources Research. 1980. Vol. 16, No. 3. P. 574–582.
- Van Dam R.L., Schlager W., et al. Iron oxides as a cause of GPR reflections // Geophysics. 2002. Vol. 67. No. 2. P. 536–545.

Статья поступила в редакцию 16.05.2025,
одобрена после рецензирования 23.05.2025,
принята к публикации 30.10.2025

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**, доктор 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. КОЩУТ — 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 30.10.2025. Формат 60 × 90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 21,0. Уч.-изд. л. 10,2. Тираж экз.

Изд. № 13014. 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»)