

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 65 • № 2 • 2026 • МАРТ — АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хлебникова О.А., Никишин А.М., Посаментьер Х.У.</i> Глубоководные осадочные системы подножия континентального склона Черного моря	3
<i>Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю.</i> Структура подразделений как одна из спорных проблем четвертичной стратиграфии	11
<i>Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Тевелев А.В.</i> Рифтогенные шошониты Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал). Статья 1. Геологическая и петрохимическая характеристики	16
<i>Гриневский С.О., Чиганов И.А., Поздняков С.П.</i> Оценка инфильтрационного питания подземных вод равнинного Крыма в современных и прогнозных климатических условиях	26
<i>Смирнова Д.О., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Чупахина В.В., Мордасова А.В., Верецагин А.А., Исаев Е.С.</i> Влияние условий осадконакопления и постседиментационных процессов на неоднородность фильтрационно-емкостных свойств ботубинского горизонта юго-восточной части Среднеботубинского месторождения (Восточная Сибирь)	35
<i>Большакова М.А., Шевченко Г.А., Деленко М.Т.</i> О подходах к восстановлению исходных характеристик нефтегазоматеринских пород	47
<i>Зотова П.Г., Большакова М.А., Макарова Е.Ю., Пронина Н.В., Вайтехович А.П., Хамидуллин Р.А., Илясов В.С.</i> Органическое вещество горючих сланцев Волжского бассейна	58
<i>Савенко А.В., Савенко В.С.</i> Экспериментальное моделирование искусственных геохимических барьеров: некоторые проблемы и их решения	70
<i>Кузнецов М.В., Богуславский М.А.</i> Геологические особенности месторождения Дяппе (Хабаровский край) и возможности комплексного подхода к отработке	80
<i>Казак Е.С., Семанова А.С., Морозов Н.В.</i> Геохимический контроль данных как инструмент повышения качества интерпретации химических анализов состава пластовой воды ачимовской свиты северной части Западной Сибири	88
<i>Маслобоева А.Е., Ершова В.Б., Васильева К.Ю., Гаврюшкин Д.А., Веселовский Р.В.</i> Состав и строение спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край) и возможности его применения для палеоклиматических и палеомагнитных исследований	98
<i>Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Старостин В.И., А.А. Самсонов, Утамурадов Э.А.</i> Типы лампрофиров в Зирабулакском интрузиве (Западный Узбекистан)	106
<i>Симонова А.К., Пирогова А.С., Ахманов Г.Г., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е.</i> Особенности распространения ледниковых отложений на южном склоне Центрально-Карской возвышенности по материалам высоко разрешающего сейсмического профилирования: результаты экспедиций ТТН-21 и ТТН-23	125
<i>Колотыгин Г.С., Чистякова А.В., Тихомиров П.Л.</i> Обломочный циркон нижнемеловой эгилькнывеемской свиты Западной Чукотки и источники сноса терригенного материала в период коллизии Чукотского микроконтинента и Евразии	134

## НАУЧНЫЕ ДИСКУССИИ

<i>Ягодин А.П.</i> Краткосрочный прогноз землетрясений: физическая реальность КаУ-волн и ответ на критику. Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3)	148
<i>Захаров В.С.</i> Ответ на статью А.П. Ягодина «Краткосрочный прогноз землетрясений: физическая реальность КаУ-волн и ответ на критику. Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3)»	152
<i>Костицын Ю.А.</i> Комментарий к статье: Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «Mastodonsaurus» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3)	156
<i>Силантьев В.В.</i> Ответ на комментарий к статье «Возраст тетраподной фауны «Mastodonsaurus» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации»	159

## CONTENTS

<i>Khlebnikova O.A., Nikishin A.M., Posamentier H.W.</i> Deep-water sedimentary systems of the Black Sea continental rise .....	3
<i>Gladenkov Yu.B., Gladenkov A.Yu.</i> The structure of subdivisions as one of the controversial problems of Quaternary stratigraphy .....	11
<i>Surin T.N., Moseychuk V.M., Tevelev A.V.</i> Riftogenic shoshonites of the East-Magnitogorsk paleoisland arc (Southern Urals). Article 1. Geological and petrochemical characteristic .....	16
<i>Grinevskiy S.O., Chiganov I.A., Pozdnyakov S.P.</i> Assessment of groundwater recharge in the plain Crimea under modern and predicted climatic conditions .....	26
<i>Smirnova D.O., Sautkin R.S., Voronin M.E., Chupakhina V.V., Mordasova A.V., Vereshchagin A.A., Isaev E.S.</i> The influence of sedimentation conditions and postsedimentation processes on the heterogeneity of the filtration-capacitive properties of the Botuobinsky horizon in the south-eastern part of the Srednebotuobinskoye field (Eastern Siberia) .....	35
<i>Bolshakova M.A., Shevchenko G.A., Delengov M.T.</i> Approaches to Reconstructing the Original Characteristics of Source Rocks .....	47
<i>Zotova P.G., Bolshakova M.A., Makarova E.Yu., Pronina N.V., Vaitekovich A.P., Khamidullin R.A., Ilyasov V.S.</i> The organic matter of the Volga basin oil shales .....	58
<i>Savenko A.V., Savenko V.S.</i> Experimental modeling of artificial geochemical barriers: some problems and their solutions .....	70
<i>Kuznetsov M.V., Boguslavsky M.A.</i> Geological peculiarities of the Dyappe deposit (Khabarovsk Territory) and opportunities for an integrated approach to development .....	80
<i>Kazak E.S., Semanova A.S., Morozov N.V.</i> Geochemical data quality control as a tool for improving the interpretation of formation water chemistry: a case study of the achimov formation, northern West Siberia .....	88
<i>Masloboeva A.E., Ershova V.B., Vasileva K.Yu., Gavriushkin D.A., Veselovskiy R.V.</i> Composition and structure of the speleothem from Vorontsovskaya Cave (Krasnodar region) and its potential for paleoclimatic and paleomagnetic studies .....	98
<i>Ishbaev K.D., Shukurov A.H., Starostin V.I., Samsonov A.A., Utamuradov E.A.</i> Types of lamprophyres in the Zirabulak intrusive (Western Uzbekistan) .....	106
<i>Simonova A.K., Pirogova A.S., Akhmanov G.G., Tokarev M.Yu., Rybalko A.E.</i> Distribution patterns of glacial deposits on the southern slope of the Central Kara Uplift based on high-resolution seismic profiling: results of the TTR-21 and TTR-23 expeditions .....	125
<i>Kolotygin G.S., Chistyakova A.V., Tikhomirov P.L.</i> Detrital zircon of the lower cretaceous egilknyveem formation of Western Chukotka and provenance of terrigenous material during the collision of the Chukotka microcontinent and Eurasia .....	134

## SCIENTIFIC DISCUSSIONS

<i>Yagodin A.P.</i> Short-Term Earthquake Prediction: Physical Reality of KaY Waves and Response to Criticism. Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. "Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?" (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3) .....	148
<i>Zakharov V.S.</i> Reply to the paper by A.P. Yagodin "Short-Term Earthquake Prediction: Physical Reality of KaY Waves and Response to Criticism. Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. "Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?" (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3)" .....	152
<i>Kostitsyn Yu.A.</i> Comment on the article: Silantiev V.V., Kulikova A.V., Novikov I.V., et al. The Age of the Tetrapod Fauna <i>Mastodonsaurus</i> (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICPMS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation (Moscow University Geol. Bull. 2025; 3) .....	156
<i>Silantiev V.V.</i> Reply to the comment on the paper "The Age of the Tetrapod Fauna <i>Mastodonsaurus</i> (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICP-MS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation" .....	159



УДК 551.3.051

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-3-10

## ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ ПОДНОЖИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ЧЕРНОГО МОРЯ

Оксана Александровна Хлебникова<sup>1</sup>✉, Анатолий Михайлович Никишин<sup>2</sup>,  
Хенри Уильям Посаментьер<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; khlebnikova@my.msu.ru ✉; <https://orcid.org/0000-0001-5905-2903>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5375-623>

<sup>3</sup> Независимый консультант, Калифорния, США; hposamen1@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-6891-631X>

**Аннотация.** В статье представлены результаты исследования глубоководных осадочных систем Черного моря, сформированных в позднем кайнозое под воздействием речного стока. На основе анализа региональных сейсмических профилей МОГТ (программа «Геология без границ») и батиметрических данных (ГЕВСО, ЕМОДнет, материалы ФГУП ГНЦ «Южморгеология») в зоне континентального склона и глубоководной части бассейна выделены и закартированы три типа осадочных систем, связанных с дистальными частями авандельт крупных рек. Показано, что разнообразие осадочных систем отражает сложную взаимосвязь континентальных (речной сток, эрозия, транспортировка осадков) и морских (уровень моря, рельеф дна, гидродинамика) процессов. Полученные результаты позволяют реконструировать палеогеографические обстановки позднего кайнозоя и прогнозировать распределение осадочных тел в глубоководных областях бассейна.

**Ключевые слова:** Черное море, подножие континентального склона, глубоководные осадочные системы, осадочные волны, отложения массопереноса, глубоководные каналы, прирусловые валы

**Для цитирования:** Хлебникова О.А., Никишин А.М., Посаментьер Х.У. Глубоководные осадочные системы подножия континентального склона Черного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 3–10.

## DEEP-WATER SEDIMENTARY SYSTEMS OF THE BLACK SEA CONTINENTAL RISE

Oxana A. Khlebnikova<sup>1</sup>, Anatoly M. Nikishin<sup>2</sup>, Henry W. Posamentier<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; khlebnikova@my.msu.ru ✉; <https://orcid.org/0000-0001-5905-2903>

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5375-6237>

<sup>3</sup> Independent consultant, California, USA; hposamen1@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-6891-631X>

**Abstract.** The article presents the results of a study on deep-water sedimentary systems in the Black Sea, which formed during the Late Cenozoic under the influence of river runoff. Based on the analysis of regional seismic CDP profiles (from the «Geology Without Borders» programme) and bathymetric data (ГЕВСО, ЕМОДнет, materials from FSUE SRC «Yuzhmorgeologiya»), three types of sedimentary systems associated with the distal parts of the avandeltas of major rivers have been identified and mapped in the continental slope zone and the deep-sea part of the basin. It is shown that the diversity of sedimentary systems reflects the complex interplay between continental processes (river runoff, erosion, sediment transport) and marine processes (sea level, seafloor topography, hydrodynamics). The obtained results allow for the reconstruction of palaeogeographic settings of the Late Cenozoic and the prediction of sediment body distribution in the deep-sea areas of the basin.

**Keywords:** Black Sea, continental slope basement, deep-water sedimentary systems, sediment waves, mass transport deposits, deep-water channels, leveed channel

**For citation:** Khlebnikova O.A., Nikishin A.M., Posamentier H.W. Deep-water sedimentary systems of the Black Sea continental rise. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 3–10. (In Russ.).

**Введение.** Черное море относится к числу наиболее интенсивно исследуемых морских бассейнов мирового океана. Научный интерес к нему обусловлен как необходимостью решения фундаментальных геолого-геоморфологических задач, так и практической значимостью акватории в контексте хозяйственного освоения, в частности, бурения скважин и строительства газотранспортной инфраструктуры.

Реализация подобных проектов требует детальных исследований морского дна и происходящих там процессов, особенно в активных литодинамических условиях континентального склона и его подножия.

Основными источниками осадочного материала в район континентального склона являются реки. Черное море окружено молодыми горно-складчатыми сооружениями, в пределах которых формируются

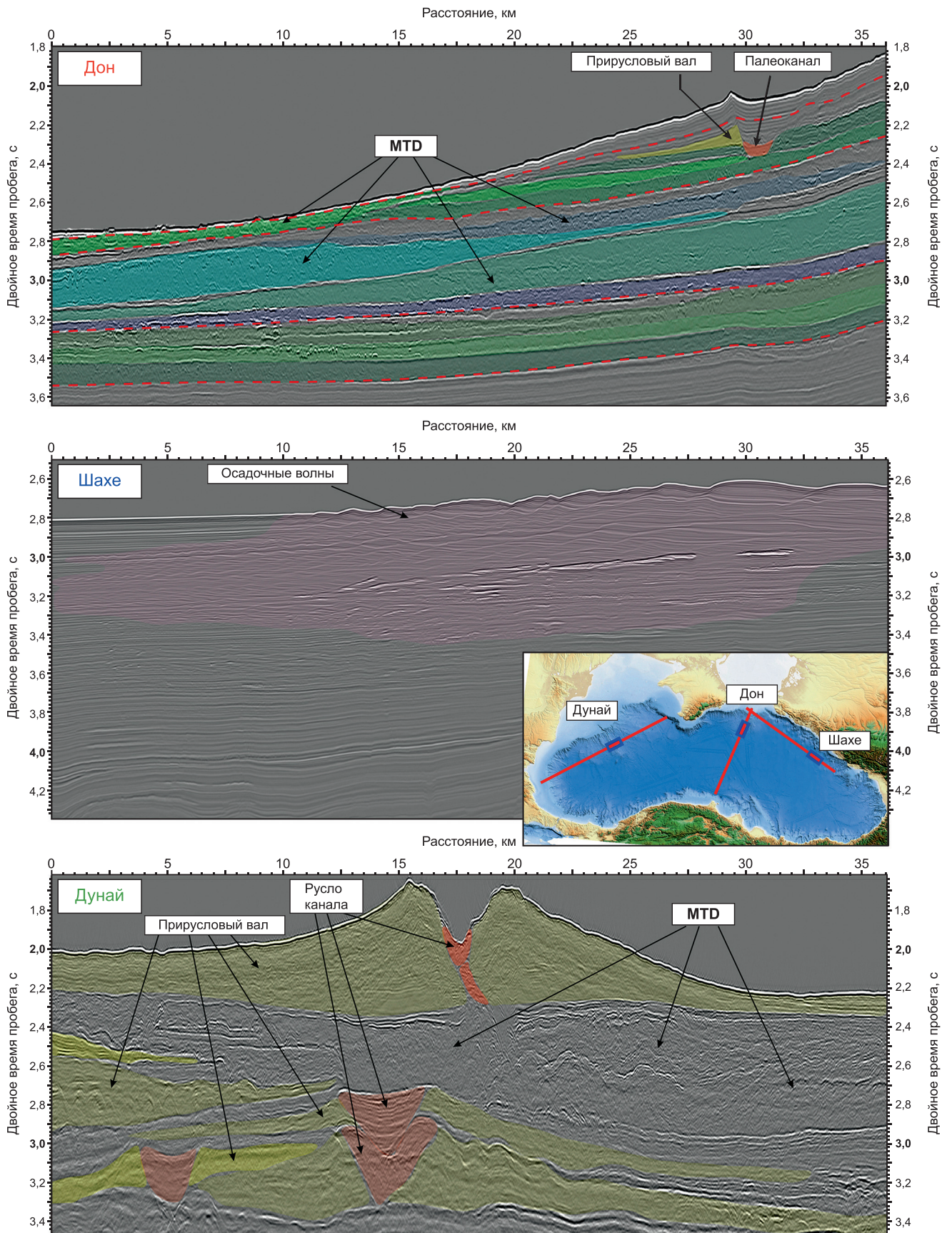


Рис. 1. Фрагменты региональных сейсмических профилей «Геология без границ» через три типа осадочных систем с элементами интерпретации. MTD — отложения массопереноса («mass transport deposits»). Профили приведены в одном масштабе

водосборные бассейны крупных рек Кубани, Шахе, Мзымты, Ингури, Мелета, Дуная и др. Интенсивность и характер осадконакопления в глубоководной области бассейна непосредственно определяются объемом и гранулометрическим составом терригенного материала, поставляемого реками.

В ходе анализа имеющихся данных на подножии континентального склона и в глубоководной части Черного моря было выделено три основных типа глубоководных осадочных систем, связанных с дистальными частями аванделъты крупных рек. Указанные осадочные комплексы следует отличать от классических конусов выноса — конечных форм разгрузки подводных канальных систем, которые характеризуются специфической морфологией (конической или лопастной в плане) и значительной протяженностью распространения в глубоководные области бассейна. В отличие от конусов выноса, рассматриваемые осадочные системы отражают промежуточные стадии транспортировки и седиментации материала в пределах континентального склона и его подножия.

**Материалы и методы исследований.** Несмотря на то, что процессы седиментации на континентальном склоне и в глубоководных условиях представляют особый интерес для ученых уже не одну сотню лет, появление современных геофизических методов изучения позволяет получать принципиально новые данные о строении морского дна и верхней части разреза. В ходе наших работ были использованы региональные сейсмические профили МОГТ, полученные в рамках программы «Геология без границ» — «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря» в 2011 г. ОАО «Союзморгео». Данные профили были проинтерпретированы и опубликованы ранее учеными [Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2017; Хортов, Шлезингер, 2015; Monteleone et al., 2019, 2020]. Также в работе использованы материалы региональной батиметрии, доступной на сайтах GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans — Общая батиметрическая карта океанов) и EMODnet (European Marine Observation and Data Network — Европейская сеть морских наблюдений и данных). Для востока-северо-востока акватории Черного моря использовались данные батиметрии и сонарной съемки, полученные ФГУП ГНЦ «Южморгеология» в 1996–1998 гг. [Глазырин, 2019].

**Результаты исследований и их обсуждение.** В Черном море описаны и закартированы три типа глубоководных осадочных систем, сформированных в позднем кайнозое под действием речного стока (рис. 1).

Осадочная система *первого типа* — комплекс дистальной части аванделъты Палео-Дона с широким распространением отложений массопереноса («mass transport deposits»), описанный в районе Керченско-Таманского склона и его подножия [Хлебникова и др., 2018]. Строение разреза этой части бассейна

представляет из себя переслаивание отложений гравитационной природы и фоновой седиментации бассейна (нефелоидный генетический тип). Предположительно этот комплекс формировался на протяжении четвертичного периода [Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2017; Баскакова, 2022], однако более детальное стратиграфическое расчленение провести невозможно в виду отсутствия скважин. По волновой картине описываемый комплекс можно разделить на 4 подкомплекса (рис. 1), представляющие собой крупные циклы седиментации, которые начинаются с момента активизации гравитационных процессов и накопления большой мощности осадков (соответствует падению и низкому стоянию уровня моря), а заканчиваются фоновой седиментацией бассейна (соответствует трансгрессии и высокому стоянию уровня моря). Внутри этих циклов можно выделить циклы меньшего порядка.

Накопление такого типа осадочной системы в пределах подножия континентального склона и глубоководной части бассейна связано с резким падением уровня моря вплоть до осушения Азова, что привело к значительному понижению базиса эрозии реки, ее врезанию и формированию русла по Азовской равнине, выносу большого количества осадочного материала на Керченско-Таманский шельф. Дальнейшие колебания уровня моря приводили к активизации гравитационных процессов (падение уровня моря) или стабилизации и фоновой седиментации бассейна (повышение и высокое стояние уровня моря).

Осадочные системы *второго типа* — крупные поля осадочных волн, сформированные в районе подножия континентального склона и глубоководной части бассейна, связанные с каньонами, формируемыми при активном речном стоке таких рек, как Кубань, Шахе, Мзымта, Ингури, Чорох и др. (рис. 2). В настоящее время считается, что осадочные волны — это результат комплексного действия турбидитовых потоков, придонных течений, для которых характерна периодичность осадконакопления [Wynn, Stow, 2002; Levchenko, Roslyakov, 2010]. Форма и размер осадочных волн зависят от скорости и режима потока, гранулометрического состава осадков, рельефа морского дна, а также частоты поступления материала [Wynn, Stow, 2002; Росляков и др., 2009; Сорокин, Росляков, 2019]. Эти осадочные волны не относятся к волнам прирусловых валов глубоководных канальных систем.

Осадочные волны, характерные для системы второго типа, вероятнее всего образовывались в моменты повышения объема речного стока. То есть в моменты ливней и штормов река формировала смешанный осадочный поток: гиперпикнальная часть формировала донный каньон; гипопикнальная часть отделялась и двигалась в морской бассейн в виде облака взвешенных частиц (рис. 3). Узкий шельф способствовал тому, что эти частицы постепенно оседали на склон и продолжали движение по нему.

Рис. 2. Вверху детальная цифровая модель рельефа по данным [Глазырин, 2019] в районе г. Сочи. Красным пунктиром обозначены борта подводных каньонов р. Шахе. Черные стрелки — направление течения осадка в поле осадочных волн. АВ — фрагмент сейсмического профиля

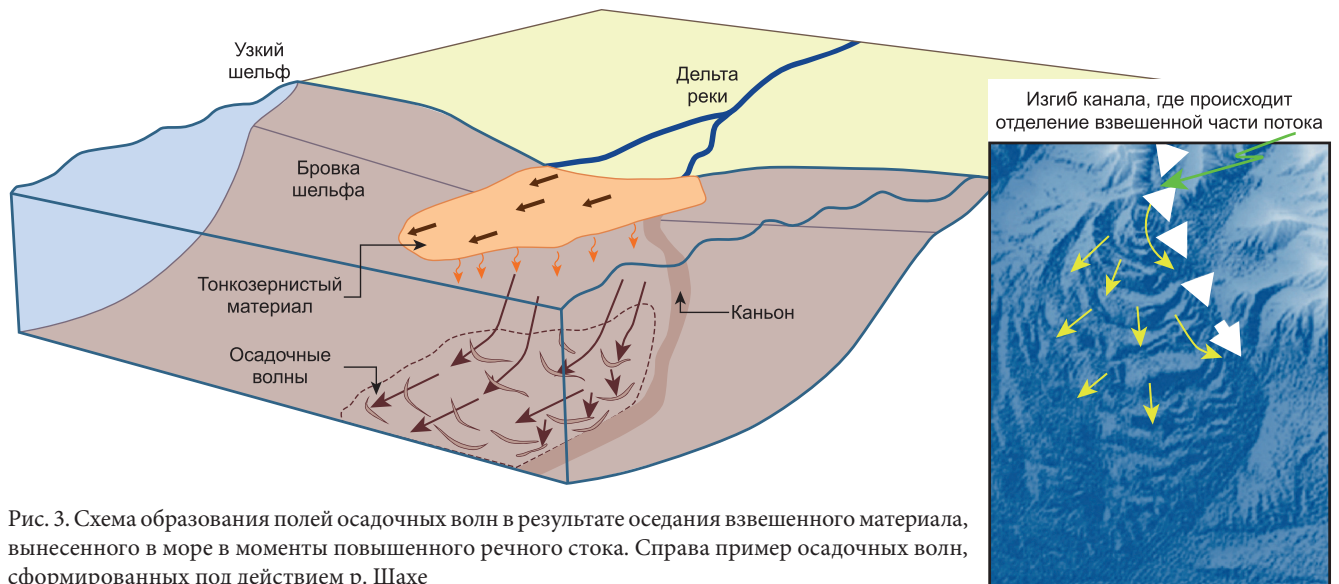
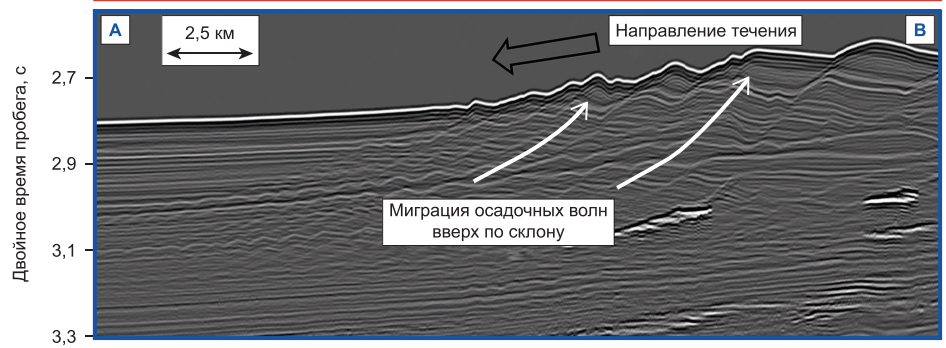
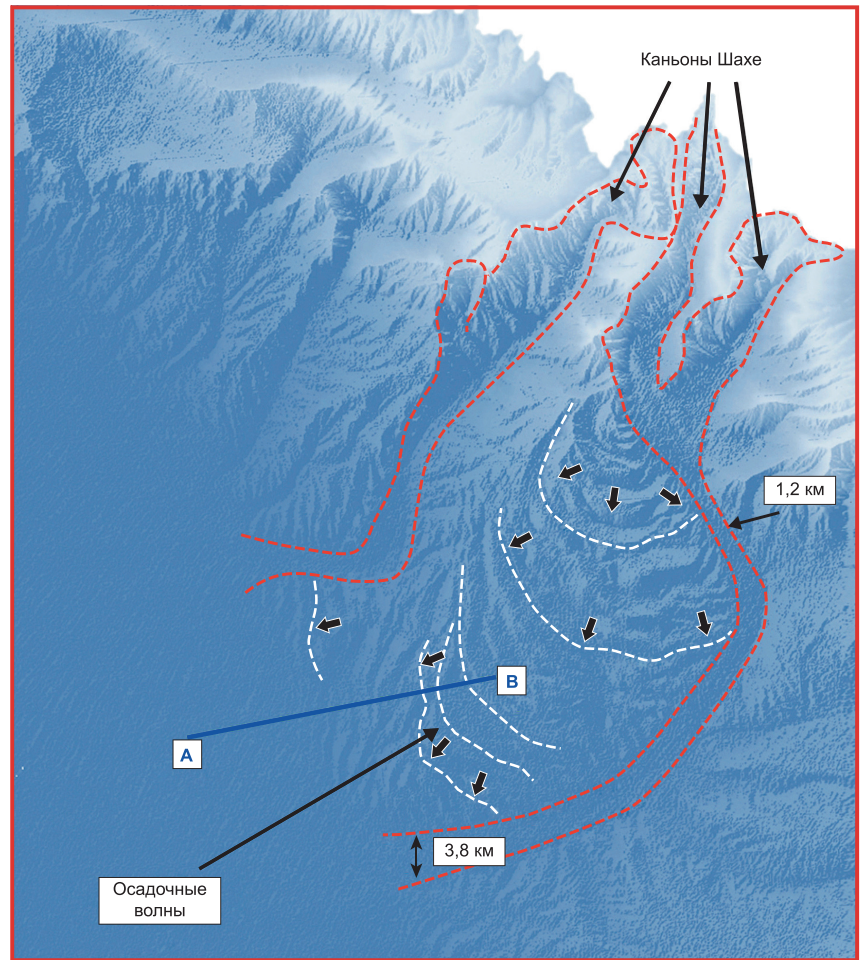


Рис. 3. Схема образования полей осадочных волн в результате оседания взвешенного материала, вынесенного в море в моменты повышенного речного стока. Справа пример осадочных волн, сформированных под действием р. Шахе

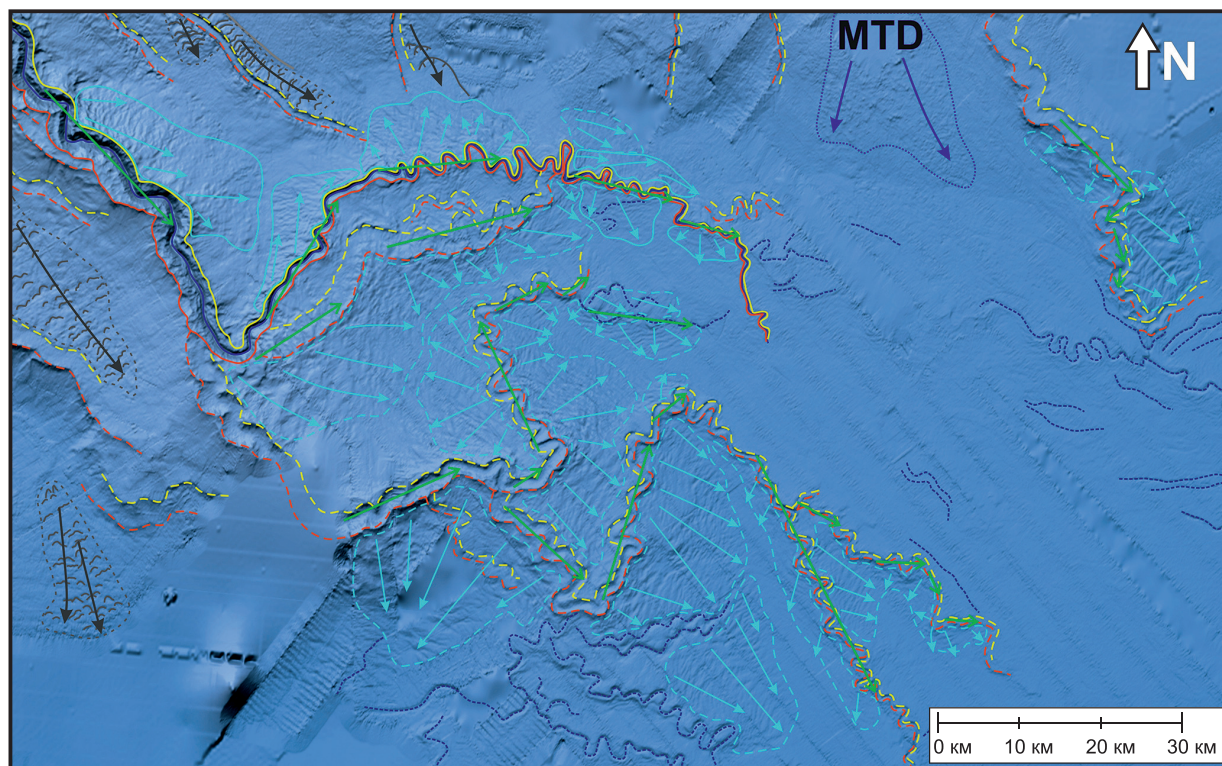


Рис. 4. Фрагмент цифровой модели рельефа EMODnet [2025] в районе глубоководной системы каналов, сформированных под действием реки Дунай, с элементами интерпретации

Направление течения определялось существующим рельефом морского дна и совпадало с линиями его наклона. Как правило, течение осадка устремляется в ранее существовавшие каналы и понижения, а не исходит из них в отличие от осадочных волн прирусловых валов.

Осадочная система *третьего типа* — протяженная система обвалованных каналов, берущая свое начало в виде каньона в районе бровки шельфа (дистальная часть авандельты р. Дунай). Разрез представляет собой систему сильно меандрирующих каналов, осложненных крупными прирусловыми валами, переслаивающихся с отложениями массопереноса и фоновой седиментации бассейна. По имеющимся данным повсеместно (рис. 4) на протяжении

активного и неактивных каналов в прирусловых валах обнаружены осадочные волны. Осадочная система широко распространена на северо-восток и продолжается под действием рек Днестр, Южный Буг, Днепр.

Формирование осадочных волн в прирусловых валах глубоководных канальных систем происходит преимущественно в местах, где русло меняет свое направление (рис. 5), а взвешенный тонкозернистый поток, сформированный над основным высокоплотным потоком, не успевает сменить направление и продолжает движение, выходя за пределы русла. Однако, осадочная система Дуная сопровождается осадочными волнами практически на всем протяжении прирусловых валов глубоководных каналов.

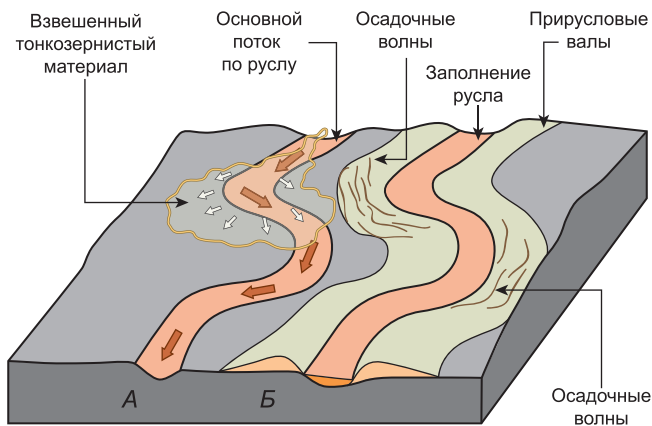


Рис. 5. Схема формирования осадочных волн, связанных с прирусловыми валами глубоководных канальных систем (по [Posamentier, Walker, 2006] с изменениями). а — движение потока с «облаком» взвешенных частиц по руслу; б — сформировавшиеся прирусловые валы, осложненные осадочными волнами



Рис. 6. Водосборные бассейны рек, под действием которых сформированы разные типы глубоководных осадочных систем, на цифровой модели рельефа EMODnet [2025]

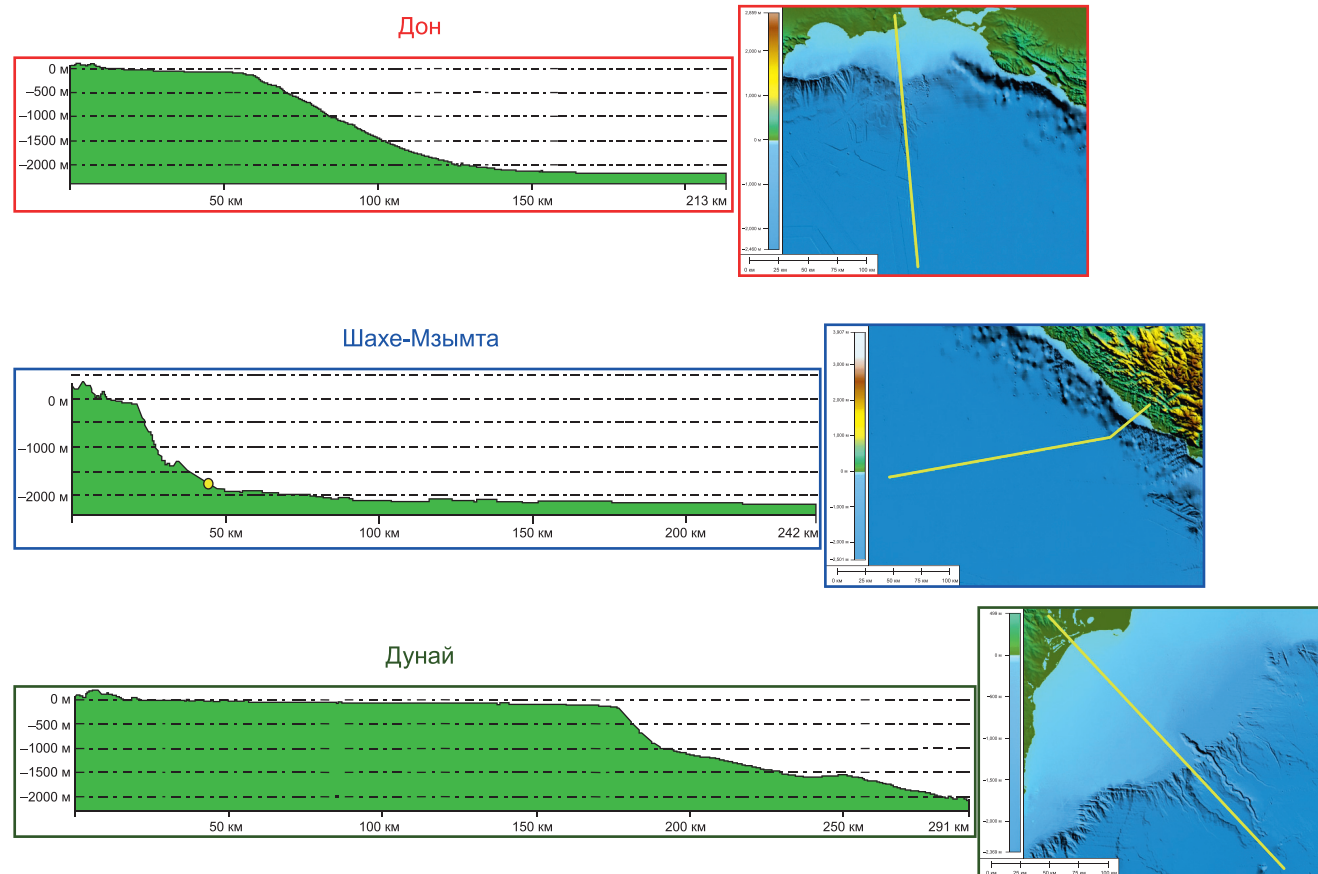


Рис. 7. Профили рельефа через береговую линию, шельф и континентальный склон в районе действия рек, под действием которых сформированы разные типы глубоководных осадочных систем, в едином масштабе. Слева на фрагментах карт GEBCO [2025] — положение профилей

Причинами формирования разных типов осадочных образований в дистальных частях аванделът речных систем в районе подножий континентального склона и глубоководных участков единого Черноморского бассейна являются различия в рельефе и геологическом строении территорий водосборных бассейнов впадающих рек (рис. 6), ширина шельфа и строение континентального склона (рис. 7).

Для образований первого типа (р. Дон) характерен большой по площади равнинный водосборный бассейн, широкий плоский шельф, пологий континентальный склон. Вынос материала к бровке Керченско-Таманского шельфа происходил в моменты крупных регрессий с осушением акватории Азовского моря и врезанием в его дно русла реки. Основное накопление осадочного материала происходило на

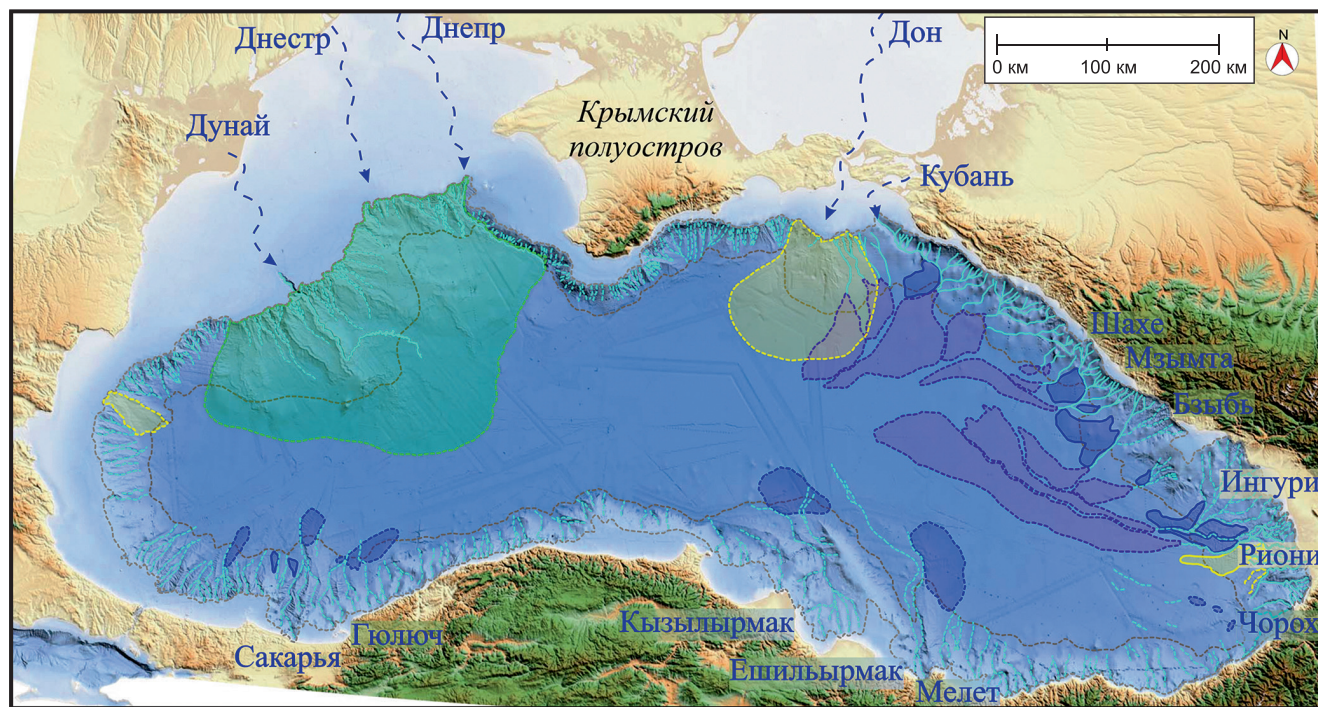


Рис. 8. Схема распространения выделенных глубоководных осадочных систем Черного моря, нанесенная на цифровую модель рельефа EMODnet [2025]

Черноморском шельфе с последующей активизацией оползневых процессов.

Для образований второго типа (реки Кубань, Шахе, Мзымта и др.) характерны небольшие по площади, но горные водосборные бассейны, узкий шельф и крутой континентальный склон. В моменты проливных дождей вынос материала таких рек резко увеличивается, при впадении в море формируется облако взвешенного тонкозернистого осадочного материала, в результате оседания и медленного движения по склону которого образуются обширные поля осадочных волн.

У третьего типа осадочных систем водосборный бассейн реки Дунай является наиболее обширным, включает как горные, так и равнинные участки, шельф плоский и протяженный, материковый склон крутой в верхней части и более пологий в нижней. Врезание глубокого каньона в районе бровки шельфа и развитие обширной канальной системы связывают с резким падением уровня моря, понижением базиса

эрозии и активным выносом большого количества осадочного материала р. Дунай [Popescu et al., 2004].

**Заключение.** В результате проведенного анализа осадочных систем Черного моря, сформированных в позднем кайнозое под действием речного стока, можно сделать следующие ключевые выводы.

В бассейне Черного моря выявлены и закартированы три типа глубоководных осадочных систем, различающихся по морфологии, механизму формирования и пространственному распространению (рис. 8): система первого типа (на примере авандельты Палео-Дона) — комплекс дистальной части авандельты с отложениями массопереноса, формировавшийся в условиях широких регрессий и осушения Азовского моря; система второго типа — поля осадочных волн у подножия континентального склона, связанные с каньонами рек (Кубань, Шахе, Мзымта и др.) и обусловленные эпизодами повышенного речного стока; система третьего типа — протяженная сеть обвалованных каналов

(на примере авандельты Дуная) с прирусловыми валами и осадочными волнами, развивающаяся под влиянием комплексного речного стока (Дунай, Днестр, Южный Буг, Днепр).

Основные факторы, определяющие тип осадочной системы: морфология и геологическое строение водосборного бассейна (равнинный или горный рельеф); ширина шельфа (широкий или узкий); строение континентального склона (пологий или крутой); динамика уровня моря (регрессии/трансгрессии) и связанные с ними изменения базиса эрозии и режима осадконакопления.

Механизмы осадконакопления специфичны для каждого типа: для первого типа характерно переслаивание гравитационных отложений и отложений фоновой седиментации, обусловленное чередованием регрессий (активация гравитационных процессов) и трансгрессий (фоновая седиментация); для второго типа — формирование осадочных

волн за счет турбидитовых потоков и придонных течений при эпизодическом выносе тонкозернистого материала в периоды ливней и штормов; для третьего типа — развитие меандрирующих каналов с прирусловыми валами и осадочными волнами, приуроченными к участкам изменения направления русла.

Таким образом, разнообразие осадочных систем Черного моря отражает сложную взаимосвязь между континентальными процессами (речной сток, эрозия, транспортировка осадков) и морскими условиями (уровень моря, рельеф дна, гидродинамика). Полученные данные позволяют реконструировать палеогеографические обстановки позднего кайнозоя и прогнозировать распределение осадочных тел в глубоководных областях бассейна.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Баскакова Г.В.* История тектонического развития и обстановки осадконакопления северо-восточной части акватории Черного моря: Автореф. дис. ... канд. г.-минер. наук. М., 2022. 24 с.

*Глазырин Е.А.* Геоморфология и литодинамика подводных каньонов как инженерно-геологический фактор освоения углеводородных ресурсов (на примере Российского сектора Черного моря) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 18.

*Росляков А.Г., Сорокин В.М., Калинин В.В.* Об осадочных волнах на западном склоне Среднего Каспия // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 1. С. 47–53.

*Сорокин В.М., Росляков А.Г.* Строение и состав осадочных волн в Среднем Каспии // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 82–91.

*Хлебникова О.А., Иванова А.А., Никишин А.М. и др.* Анализ гравитационных отложений материкового склона и его подножия в северо-восточной части Черного моря // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 6. С. 29–36.

*Хортов А.В., Шлезингер А.Е.* Глубинное строение и особенности образования Черноморской топодепрессии в связи с перспективами нефтегазоносности // Вест. газовой науки. 2015. № 2. С. 63–68.

EMODnet Map Viewer [электронный ресурс]. Режим доступа: <https://emodnet.ec.europa.eu/geoviewer/> (дата обращения: 05.04.2025).

ГЕВСО [электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.gebco.net/> (дата обращения: 08.02.2025).

*Levchenko O.V., Roslyakov A.G.* Cyclic sediment waves on western slope of the Caspian Sea as possible indicators of main transgressive/regressive events // Quaternary International. 2010. Vol. 225. № 2. P. 210–220.

*Monteleone V., Minshull T. A., Marin-Moreno H.* Integrated geophysical characterization of crustal domains in the eastern Black Sea // Geology. 2020. Vol. 48. № 4. P. 405–409.

*Monteleone V., Minshull T. A., Marin-Moreno H.* Spatial and temporal evolution of rifting and continental breakup in the Eastern Black Sea Basin revealed by long-offset seismic reflection data // Tectonics. 2019. Vol. 38. № 8. P. 2646–2667.

*Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine and Petroleum Geology. 2015a. Vol. 59. P. 638–655.

*Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015b. Vol. 59. P. 656–670.

*Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., et al.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Geological Society of London. Dataset. 2017. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.3454025.v1>

*Popescu I., Lericolais G., Panin N., et al.* The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes // Marine Geology. 2004. Vol. 206. № 1–4. P. 249–265.

*Posamentier H.W., Walker R.G.* Deep-water turbidites and submarine fans // SEPM Society for Sedimentary Geology. 2006. Vol. 84. DOI: <https://doi.org/10.2110/pec.06.84>

*Wynn R.B., Stow D.A.V.* Classification and characterization of deep-water sediment waves // Marine Geology. 2002. Vol. 192. P. 7–22.

Статья поступила в редакцию 05.11.2025, одобрена после рецензирования 12.11.2025, принята к публикации 24.04.2026

УДК 551.79

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-11-15

## СТРУКТУРА ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ КАК ОДНА ИЗ СПОРНЫХ ПРОБЛЕМ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Юрий Борисович Гладенков<sup>1</sup>✉, Андрей Юрьевич Гладенков<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия; gladenkov@ginras.ru✉, <https://orcid.org/0009-0005-4848-8337>

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия; agladenkov@ilran.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3378-2155>

**Аннотация.** Приводятся три варианта стратиграфической схемы четвертичной системы для Общей стратиграфической шкалы России, разбираются их достоинства и недостатки. Анализируется проблема корреляции морских и континентальных образований.

**Ключевые слова:** квартал, стратиграфические шкалы, плейстоцен, голоцен, ярусы, горизонты, разделы, звенья, ступени

**Для цитирования:** Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Структура подразделений как одна из спорных проблем четвертичной стратиграфии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 11–15.

## THE STRUCTURE OF SUBDIVISIONS AS ONE OF THE CONTROVERSIAL PROBLEMS OF QUATERNARY STRATIGRAPHY

Yuri B. Gladenkov<sup>1</sup>✉, Andrey Yu. Gladenkov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; gladenkov@ginras.ru✉, <https://orcid.org/0009-0005-4848-8337>

<sup>2</sup> Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; agladenkov@ilran.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3378-2155>

**Abstract.** Three versions of the stratigraphic scheme of the Quaternary system for the General Stratigraphic Scale of Russia are presented, and their advantages and disadvantages are discussed. The problem of correlation of marine and continental formations is analyzed.

**Keywords:** Quaternary, stratigraphic scales, Pleistocene, Holocene, stages, regional stages, divisions, links, steps

**For citation:** Gladenkov Yu.B., Gladenkov A.Yu. The structure of subdivisions as one of the controversial problems of Quaternary stratigraphy. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 11–15. (In Russ.).

**Введение.** Настоящая работа посвящена дискуссионной проблеме о структуре стратиграфических подразделений четвертичной системы. Эта проблема вызывает сейчас повышенный интерес в среде российских специалистов-четвертичников, обнаруживая разные подходы к ее решению.

Как известно, до 1985 г. российские геологи проводили нижнюю границу четвертичной системы на уровне 0,7 млн лет. Но в 1984 г. Международная комиссия по стратиграфии (МКС) опустила ее в Международной стратиграфической шкале (МСШ) до основания калабрийского яруса, что по современным оценкам соответствует уровню 1,8 млн лет. Затем, несколько лет назад решением той же комиссии границу «удревнили» и переместили к уровню 2,6 млн лет [Гладенков, 2009]. Эти преобразования в России были одобрены Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК), что нашло соответствующее отражение в редакциях Стратиграфического кодекса СССР и России прошлых лет. Но в то же время выяснилось, что классификация подразделений, принятая в нашей стране, резко отличается от таковой других стран.

В Общей стратиграфической шкале России (ОСШ) последний вариант структуры квартала

отражен в редакциях кодекса 2006 и 2019 гг. [Стратиграфический..., 2019]. Она, в отличие от структур других геологических систем, базируется на материалах по разрезам континентальных, прежде всего ледниковых образований. Именно это привело к выделению специфических стратиграфических подразделений, которые соответствуют отдельным периодам и фазам климатических циклов разного масштаба. В нисходящем порядке иерархия этих подразделений включает понятия «раздел», «звено» и «ступень» [Алексеев и др., 1997], в международной практике не использующиеся. Многие отечественные геологи считают, что «ступени», не имея никаких признаков идентификации, являются в лучшем случае местными подразделениями (типа литологических слоев) и принимаемая корреляция их с изотопными ярусами никакими данными не обосновывается. Существующие различия (в том числе и номенклатурные) международной и отечественной стратиграфических схем квартала постоянно находились в центре внимания российских геологов. О сложности сопоставления этих схем и возможных путях решения этой проблемы, как и об использовании мелких стратиграфических единиц в практике, писали В.В. Меннер [1986], Б.А. Борисов [2007],

А.И. Жамойда [2015], А.С. Тесаков с соавторами [2015] и другие ученые.

**Появление новой версии международной стратиграфической схемы квартера.** В последние годы (до 2021 г.) Международная шкала четвертичной системы в утвержденном виде отсутствовала, хотя ее разработанный проект постепенно стал использоваться во многих странах (и, в частности, был применен при изучении более трех тысяч разрезов, полученных при глубоководном бурении океанического дна). Но после долгих дискуссий в 2021 г. МКС формально утвердила новый вариант стратиграфической схемы, который был основан на ярусном делении отделов квартера [Head et al., 2021]. Отметим, что «ярусы» в структуре квартера были использованы МКС впервые. Для нижних границ всех этих подразделений (кроме яруса верхнего плейстоцена) были утверждены международные стратотипы (GSSP).

В этом варианте квартал включает два отдела: плейстоцен и голоцен. В плейстоцене намечены три подотдела: нижний, средний и верхний. Нижний подотдел содержит два яруса (гелазский и калабрийский). Средний — представлен одним ярусом (чибанианский) [Suganuma et al., 2021]. Ярусное подразделение верхнего плейстоцена пока не формализовано (оно остается без названия). В голоцене выделены три подразделения, отнесенные к разряду «ярусов» [Walker et al., 2018].

К достоинствам этого варианта четвертичной шкалы можно отнести три-четыре фактора. С одной стороны, важно, что предложенная шкала (за исключением подразделений голоцена) составлена на основе изучения морских разрезов, как это сделано и в других системах фанерозоя (в частности, в неогеновой системе), и в ней использована *номенклатура подразделений*, близкая к таковой других фанерозойских систем, где самыми дробными единицами являются ярусы [Head et al., 2021] (рис. 1). Это дает возможность выделять *подразделения международной шкалы* в морских отложениях разных областей Земли, и, в случае надежной корреляции слоев морских и континентальных образований, позволяет определять возраст последних (ледниковых, лессовых и др.).

С другой стороны, появляется другая важная возможность — составлять *геологические карты* на одной унифицированной основе. Это относится, прежде всего, к региональным и глобальным картам и сопровождающих их легендам.

Наконец, использование международной шкалы позволяет проводить не только реальные сопоставления четвертичных толщ разных регионов, но и коррелировать *геологические события* в пределах всей Земли.

Однако у предложенной международной шкалы квартера можно найти и слабые места. Так верхний ярус плейстоцена не назван, видимо, в связи с тем, что пока не определен его стратотип. В голоцене

выделены подразделения, названные «ярусами», на основе изотопных данных, которые получены при изучении кернов льдов Гренландии и пещерных сталактитов Индии [Walker et al., 2018]. Эти «ярусы», не имеющие палеонтологической характеристики, по «длительности» резко (в сотни раз) отличаются от ярусов других систем фанерозоя. Это свидетельствует о несоответствии иерархического ранга голоцена отделу системы (существует мнение, что голоцен — это неполное межледниковье, соответствующее рангу неполного яруса фландрия). Правда, чтобы снять напряжение, предложенные единицы можно называть не ярусами, а «изотопными ярусами». Однако перечисленные выше недостатки не являются определяющими и они, на наш взгляд, не могут принизить приведенные ранее достоинства предложенной МКС шкалы.

**Три обсуждаемые варианта структуры квартера в Общей стратиграфической шкале России.** В 2023 г. вышла статья Ю.Б. Гладенкова и А.С. Тесакова о необходимости выбора такой версии стратиграфической схемы квартера ОСШ, которая, с одной стороны, наилучшим образом соответствовала бы современным мировым тенденциям, а с другой стороны, могла бы быть наиболее удобной при проведении геологических работ в России [Гладенков, Тесаков, 2023]. Были предложены три варианта стратиграфической схемы для обсуждения:

1. *Принять* предложенную в 2021 г. Международную шкалу квартера и внести в Стратиграфический кодекс России соответствующие изменения;

2. *Оставить* прежнюю российскую (климатостратиграфическую) схему, с учетом того, что область ее применения охватывает большие территории развития континентальных (ледниковых) отложений (главным образом, северных районов);

3. *Разработать компромиссный вариант* схемы, наиболее подходящий сейчас для нашей практики.

При любом выборе из трех приведенных вариантов возникает необходимость внесения определенных корректив и пояснений в отечественный Стратиграфический кодекс (и в Общую стратиграфическую шкалу), не нарушая при этом его общую структуру.

МСК России поручил Комиссии по четвертичной системе (сопредседатели: А.С. Застрожнов и А.С. Тесаков) подготовить соответствующие предложения, опираясь на всестороннее обсуждение проблемы заинтересованных специалистов. Речь шла не только о выборе методических подходов к выделению четвертичных подразделений, но и о принятии такой их иерархии, которая была бы понятна и удобна для геологического картирования на суше и в акваториях.

По мнению Ю.Б. Гладенкова, наиболее целесообразным было бы принятие варианта структуры международной шкалы, утвержденной МСК и ратифицированной исполкомом Международного союза геологических наук (МСГН), чтобы, как и другие страны, применять уже апробированные мировой

Международная стратиграфическая шкала				Возраст (млн лет)	Стратиграфическая шкала континентальных отложений Северной Евразии					
Система	Отдел	Подотдел	Ярус		Система	Надраздел (отдел, подраздел)	Раздел	Звено	Ступень	
Четвертичная	Голоцен	Верхний 0,0042	Мегхалайский Meghalayan	0,0117	Четвертичная (квартер)	Голоцен				
		Средний 0,0082	Северогриппианский Northgrippian							
		Нижний	Гренландский Greenlandian							
	Плейстоцен	Верхний				0,129	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее III	III <sub>4</sub>
										III <sub>3</sub>
		Средний	Чибанианский Chibanian						III <sub>2</sub>	
									III <sub>1</sub>	
									II <sub>6</sub>	
									II <sub>5</sub>	
									II <sub>4</sub>	
Нижний	Калабрийский Calabrian			II <sub>3</sub>						
				II <sub>2</sub>						
Гелазский Gelasian				II <sub>1</sub>						
				I <sub>8</sub>						
Пьяченцкий Piacenzian	Верхний			2,58	Плиоцен верхний	Пьяченцкий			I <sub>7</sub>	
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Пьяченцкий Piacenzian	2,58	Плиоцен верхний	Пьяченцкий			I <sub>5</sub>	
			Калабрийский Calabrian	0,774		Эоплейстоцен	Нижнее E II		I <sub>3</sub>	
			Гелазский Gelasian	1,80		Гелазский	Нижнее E I		I <sub>2</sub>	
									I <sub>1</sub>	

Рис. 1. Рекомендуемая структура четвертичной системы в Общей стратиграфической шкале России

стратиграфической практикой унифицированные подходы к расчленению четвертичных образований (прежде всего, морского происхождения) и использовать эти данные при составлении обзорных геологических карт России. Но учитывая накопленный опыт использования действующей в России схемы при изучении ледниковых толщ отдельных регионов, основанной в основном на климатических критериях (с выделением разделов, звеньев и ступеней), оставить на данном этапе эту схему в качестве *региональной* для расчленения континентальных, прежде всего ледниковых и межледниковых, образований Северной Евразии (возможно, с последующим выделением горизонтов или регионарусов) (рис. 1). При этом отмечено — большая часть суши России покрыта континентальными отложениями квартера, но на значительных ее пространствах развиты четвертичные отложения морского генезиса (протяженные приарктические районы, Камчатка, Сахалин, Приморье, юг России, шельфовые зоны арктических и восточных морей, которые сейчас активно изучаются), для расчленения которых использование подразделений типа «звено», «ступень» просто невозможно. Использование ярусной стратиграфии позволит сблизить подходы к созданию структуры четвертичных схем с методами расчленения других систем фанерозоя, а устанавливаемая корреляция морских и континентальных образований сделает возможным намечать и выявлять «морские» ярусы и на суше. На практике это означает, что калабрийский ярус МСШ может заменить эоплейстоцен нашей схемы, а чибанианский ярус среднего плейстоцена МСШ — нижнее и среднее звенья неоплейстоцена. По мнению авторов, если не сейчас, то через пять-десять лет нам все равно придется принимать ярусную разбивку МСШ, поскольку иначе будет трудно коррелировать наши и международные подразделения, составлять обзорные схемы и карты, увязывать разрезы, расположенные на суше и в морских бассейнах.

Из вышесказанного следует, что из трех упомянутых вариантов фактически предлагалось принять вариант № 1, который мог бы (в случае сохранения прежней схемы для континентальных образований) представлен, как *компромиссный* (т. е. вариант № 3). В связи с этим предполагалось ввести в Стратиграфический кодекс России (в Приложение 1) параллельно две стратиграфические колонки: одну с ярусами МСШ и другую — нашу «региональную» или «евро-азиатскую» (для континентальных толщ).

По результатам опроса членов бюро четвертичной комиссии, проведенного в 2023 г., каждый вариант получил одинаковое количество голосов (данные А.С. Тесакова). Интересно отметить, что за вариант № 1 высказались сотрудники институтов Российской Академии наук, а за вариант № 2 — представители других геологических организаций (в частности, Всероссийского научно-исследовательского гео-

логического института им. А.П. Карпинского — ВСЕГЕИ).

В апреле 2024 г. состоялось расширенное заседание бюро МСК России, где специально разбирался вопрос о совершенствовании ОСШ четвертичной системы. В выступлении сопредседателя четвертичной комиссии А.С. Застрожного статистика голосования не была озвучена, а было сообщено, что большинство выступает за сохранение действующей ОСШ квартера, которая, с точки зрения сотрудников ВСЕГЕИ «хорошо соответствует задачам геокартирования страны». Но были высказаны и другие мнения (в частности, Ю.Б. Гладенкова и А.С. Тесакова) — в пользу предложенных выше изменений ОСШ (варианты № 1 или № 3), которые поддерживали при предварительном голосовании такие авторитетные специалисты как Ю.А. Лаврушин, А.В. Панин, В.С. Зыкин, Т.А. Янина, имеющие богатый опыт изучения как морского, так и континентального квартера и известные своими разработками в создании региональных и субглобальных стратиграфических схем. Однако поскольку на этом заседании мнения разошлись, окончательное решение по этой проблеме принято не было.

Тем не менее, в издании решений МСК России было оставлено утверждение, что «Бюро МСК приняло решение — сохранить принятую в настоящее время структуру ОСШ для четвертичных отложений» [Постановления..., 2025]. На наш взгляд, это противоречит мнению многих геологов (в том числе одного из сопредседателей четвертичной комиссии А.С. Тесакова). Ю.Б. Гладенков посчитал приведенную в проекте решений формулировку не корректной и предложил опубликовать вместо нее другую — в более объективной редакции: «Принимая во внимание наличие различных мнений по поднятой проблеме, бюро МСК приняло решение отложить рассмотрение этого вопроса и поручает сопредседателям комиссии по стратиграфии квартера провести его дополнительное обсуждение с учетом всех появившихся новых данных и затем вынести свои предложения на бюро». Но и это предложение при печати решений не было принято во внимание.

**Заключение.** Такие серьезные документы, как МСШ и ОСШ, должны совершенствоваться на базе грамотных методических разработок и знания основных мировых достижений в этой области. В идеале МСШ и ОСШ должны когда-то слиться (конечно, при сохранении стратиграфических схем каждой страны, которые отражают особенности геологического строения того или иного региона). И к этому объективному процессу мы должны относиться с пониманием. Поэтому возвращение МСК к этому вопросу неизбежно и авторы надеются, что обсуждению структуры четвертичной системы ОСШ произойдет с более взвешенных позиций [Гладенков, 2023].

В пользу необходимости изучения не только континентальных, но и морских образований России и на этой базе создания стратиграфических схем квартера свидетельствуют практика. Сейчас появляется все больше работ, посвященных четвертичным морским отложениям. Одни из них касаются Камчатки [Гладенков, 2025], другие — Арктики [Бордунов, Гладенков, 2025], третьи — севера-запада России [Молодьков, Болиховская, в печати]. И этот объем

сведений о морских образованиях четвертичного возраста России будет расширяться, а значит — потребность в использовании ярусной стратиграфической схемы будет расти.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность А.С. Тесакову и рецензентам за полезные замечания.

**Финансирование.** Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН (Москва).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А. и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 105–108.

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.

Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2007. С. 16–19.

Гладенков Ю.Б. Геологические события в плиоцене Северо-Тихоокеанской области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. Т. 33, № 3. С. 108–117.

Гладенков Ю.Б. Позднекайнозойские экосистемы и основания для пересмотра статуса и границ неогена и квартера // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008). М.: ГЕОС, 2009. С. 8–20.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфия начала XXI века (историко-геологическое изучение стратисферы Земли и развития биосферы). М.: ГЕОС, 2023. 184 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 634).

Гладенков Ю.Б., Тесаков А.С. О современной структуре четвертичной геологической системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31, № 5. С. 140–144.

Жамойда А.И. Состояние и проблемы общей стратиграфической шкалы России // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 4. С. 655–670.

Меннер В.В. Стратиграфические подразделения квартера в общей стратиграфической шкале // Исследования

четвертичного периода (избранные доклады XI Конгресса ИНКВА). М.: Наука, 1986. С. 90–96.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климатические реакции наземных и морских систем в интервале МИС 5: междисциплинарный подход // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 49. СПб.: Изд-во Института Карпинского, 2025. 40 с.

Стратиграфический кодекс России. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.

Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А. и др. Предложения по структуре четвертичной системы Общей стратиграфической шкалы России // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России (новые материалы и методы). М.: ГЕОС, 2015. С. 54–59.

Head M.J., Pillans B., Zalasiewicz J.A. The ICS Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System // Episodes. 2021. Vol. 44, № 3. P. 241–247.

Suganuma Y., Okada M., Head M.J., et al. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan // Episodes. 2021. Vol. 44, № 3. P. 317–347.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., et al. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries // Episodes. 2018. Vol. 41, № 4. P. 213–223.

Статья поступила в редакцию 09.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 552.311(470.5)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-16-25

## РИФТОГЕННЫЕ ШОШОНИТЫ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). СТАТЬЯ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Тимофей Николаевич Сурин<sup>1</sup>, Валерий Михайлович Мосейчук<sup>2</sup>,  
Александр Вениаминович Тевелев<sup>3</sup>✉

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия; SurinTimofey@gmail.com, <https://istina.msu.ru/workers/536322279/>

<sup>2</sup> НТПП «Гепоиск», Челябинск, Россия; [geopoisk2004@mail.ru](mailto:geopoisk2004@mail.ru), <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [atevelev@yandex.ru](mailto:atevelev@yandex.ru) ✉, [https://istina.msu.ru/profile/Al\\_Tevelev-1970/](https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/)

**Аннотация.** Описаны развитые в Магнитогорской зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги образования малокуйбасовской вулканической серии (новоивановская толща и шумилинская свита). Установлено, что они принадлежат к островодужным шохонитам, характерным для «зрелых» островных дуг, а точнее, «рифтогенному» или «высокотитанистому» типу шохонитов. Показаны их отличия от «нормальных» островодужных магматитов шохонитовой серии. Полученные данные позволяют уточнить представления о геодинамике формирования Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы.

**Ключевые слова:** Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, малокуйбасовская серия, новоивановская толща, шумилинская свита, шохонитовая серия, «рифтогенный» тип

**Для цитирования:** Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Тевелев А.В. Рифтогенные шохониты Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал). Статья 1. Геологическая и петрохимическая характеристики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 16–25.

## RIFTOGENIC SHOSHONITES OF THE EAST-MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC (SOUTHERN URALS). ARTICLE 1. GEOLOGICAL AND PETROCHEMICAL CHARACTERISTIC

Timofey N. Surin<sup>1</sup>, Valeriy M. Moseychuk<sup>2</sup>, Aleksander V. Tevelev<sup>3</sup>✉

<sup>1</sup> Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia; SurinTimofey@gmail.com; <https://istina.msu.ru/workers/536322279/>

<sup>2</sup> LTD “Geopoisk”, Chelyabinsk, Russia; [geopoisk2004@mail.ru](mailto:geopoisk2004@mail.ru); <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [atevelev@yandex.ru](mailto:atevelev@yandex.ru) ✉; [https://istina.msu.ru/profile/Al\\_Tevelev-1970/](https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/)

**Abstract.** The formations of the Malokuibasovskaya volcanic series (the Novoivanovskaya strata and the Shumilinskaya suite) developed in the Magnitogorsk zone of the East-Magnitogorsk paleoisland arc are described. They are belong to the island-arc shoshonite series, which is very typical of “mature” island arcs has been established, or rather, the “riftogenic” (high titanic) type of shoshonites. Their differences from the “normal” island arc magmatites of the shoshonite series are demonstrated. The data obtained make it possible to significantly refine the understanding of the Magnitogorsk-Mugodzhars paleoisland arcs system geodynamics formation.

**Keywords:** East-Magnitogorsk paleoisland arc, Malokuibasovskaya series, Novoivanovskaya strata, Shumilinskaya suite, shoshonite series, “riftogenic” type

**For citation:** Surin T.N., Moseychuk V.M., Tevelev A.V. Riftogenic shoshonites of the East-Magnitogorsk paleoisland arc (Southern Urals). Article 1. Geological and petrochemical characteristic. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 16–25. (In Russ.).

**Введение.** Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга по современным представлениям является восточной ветвью крупнейшей на Урале и важнейшей в металлогеническом отношении Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы, по мнению целого ряда исследователей, состоящей из двух субпараллельных островных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской) с разделяющим их междуговым бассейном [Серавкин и др.,

1992; Филатов, Ширай, 1988; Зайков, 2006]. Восточно-Магнитогорская дуга была весьма активна на протяжении длительного времени, от конца эйфеля до позднего визе включительно, т. е. на протяжении более 50 млн лет, с чем связано исключительное разнообразие магматических образований и эндогенных рудных формаций, сформировавшихся в процессе ее эволюции [Сурин, Мосейчук, 1995; Мосейчук и др., 2017]. В северной части указанной

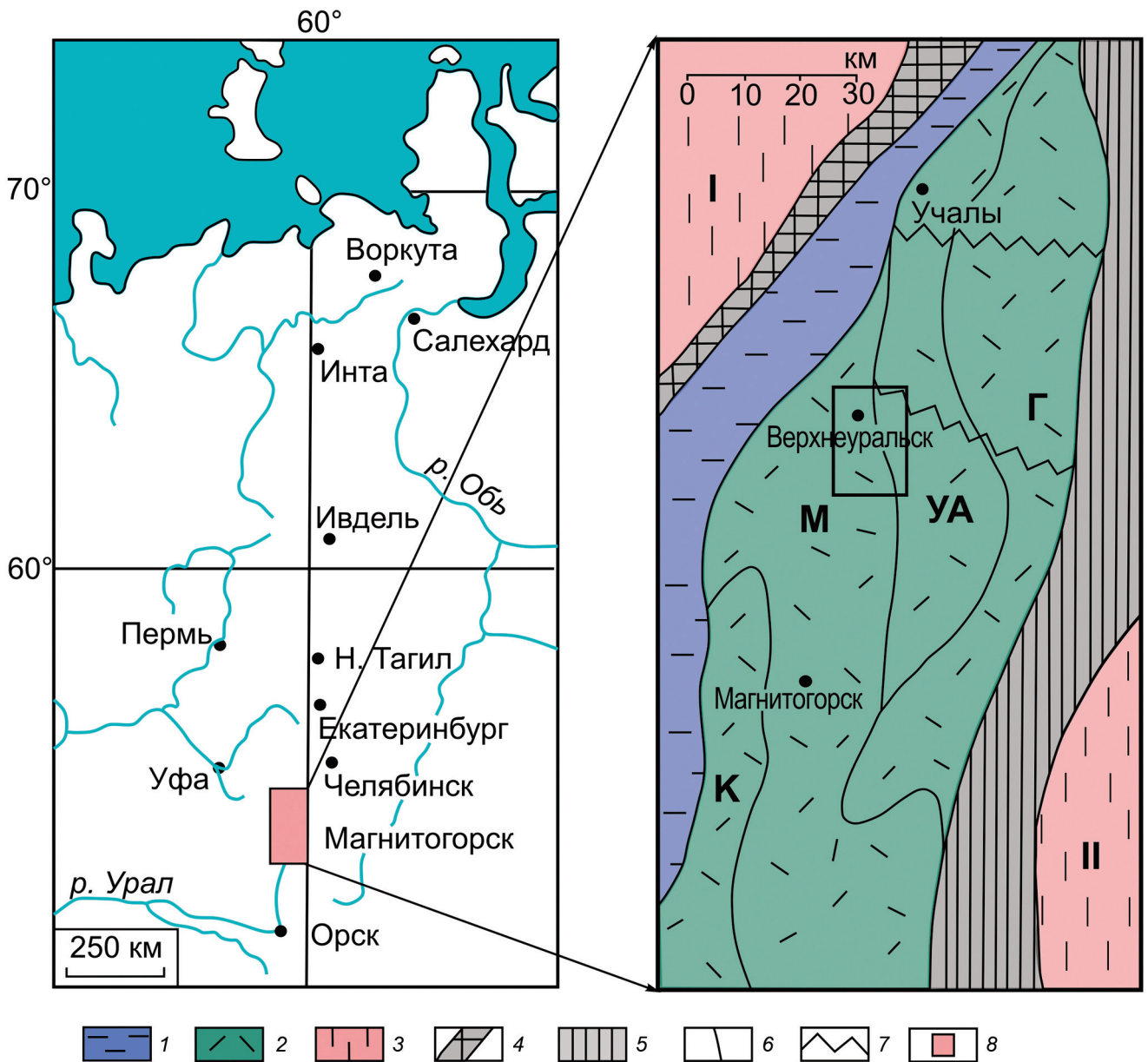


Рис. 1. Местоположение и структурно-формационное районирование северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги. 1, 2 — Магнитогорская островодужная система: Западно-Магнитогорская островная дуга (1), Восточно-Магнитогорская островная дуга (2); 3 — сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I) и Восточно-Уральская (II); 4, 5 — крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4) и Уйско-Кацбахская (5); 6 — границы зон и подзон; 7 — зоны поперечных дислокаций; 8 — контур района работ. Структурно-формационные подзоны: Г — Гумбейская, УА — Учалино-Александринская, М — Магнитогорская, К — Кизильская

дуги выделяются четыре структурно-формационные зоны: Гумбейская, Учалино-Александринская, Магнитогорская и Кизильская (с востока на запад) (рис. 1).

Впервые магматиты шшонитовой серии были выделены в западной части крупнейшей на Южном Урале колчеданоносной Учалино-Александринской зоны в виде фаменской вулканоплутонической верхнеуральской ассоциации [Сурин, 1989]. Она включает в себя вулканогенные породы верхнеуральской толщи и комагматичные им плутонические образования верхнеуральского комплекса (рис. 2). Ранее указанные породы объединялись с позднефранскими базальт-андезибазальтовым

и габбро-диоритовым комплексами в одну формацию или ассоциацию [Штейнберг, Сурин, 1987; Салихов и др., 1987].

Верхнеуральский комплекс является рудовмещающим для одноименного медно-молибден-порфирового проявления, что привлекло к нему внимание многих исследователей [Грабежев, Белгородский, 1992; Бочкарёв, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, Мосейчук, 1997; Соловьёв, 2014; Плотинская, 2023]. В последнее время доказано, что детально изученные образования верхнеуральской ассоциации являются типичными представителями островодужной шшонитовой серии, весьма характерной для «зрелых» островных дуг [Сурин, 2025].

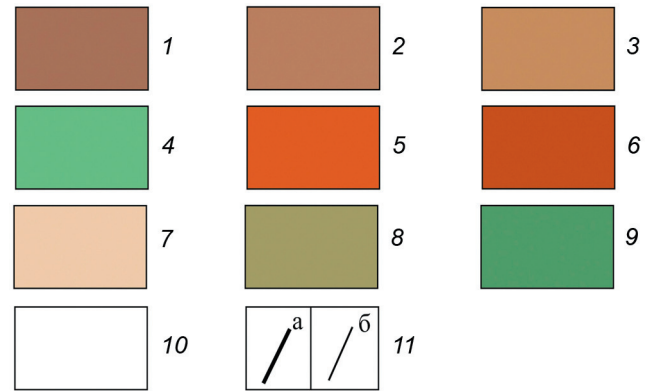
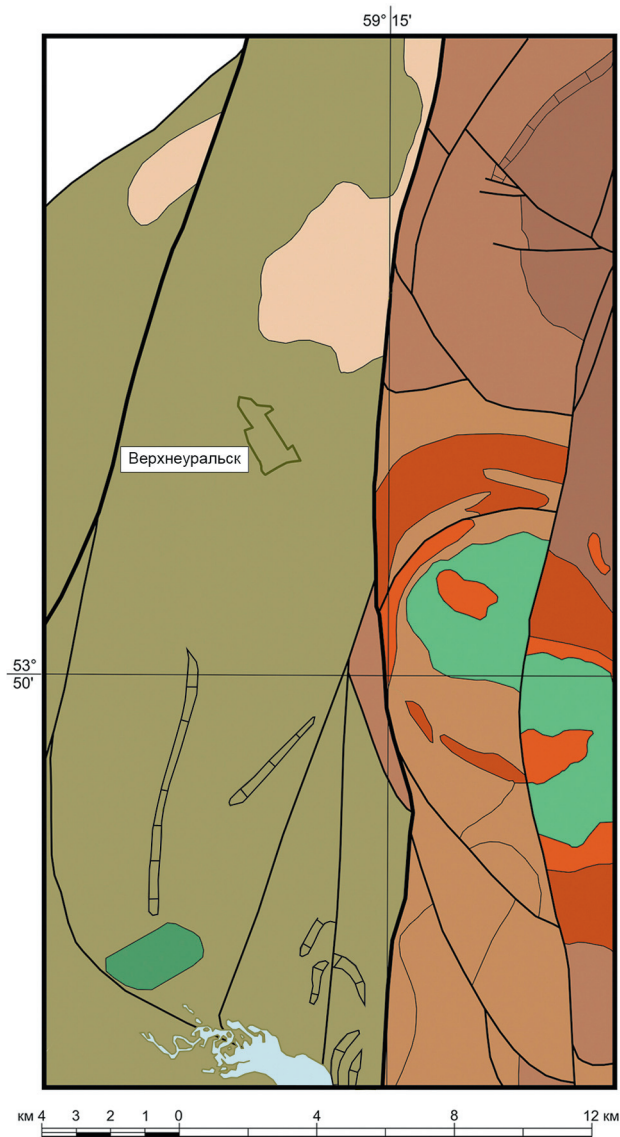


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района работ. 1 — базальты, андезибазальты, андезиты, туфопесчаники и известняки урлядинской толщи, средний девон ( $D_{2ur}$ ); 2 — базальты и их туфы, аблязовская толща, поздний девон ( $D_{3ab}$ ); 3–6 — магматиты верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации: 3 — трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, известняки верхнеуральской толщи, поздний девон ( $D_{3vu}$ ); 4–6 — интрузивные образования верхнеуральского комплекса, поздний девон, фамен ( $D_{3v}$ ): 4 — субщелочные диориты, монцониты, субщелочные оливиновые и лейкократовые габбро первой фазы, 5 — кварцевые монцодиориты второй фазы, 6 — сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры третьей фазы; 7–8 — малокуйбасовская вулканическая серия: 7 — трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты новоивановской толщи, поздний девон ( $D_{3nv}$ ); 8 — трахибазальты (редкие), трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, тефроиды, туффиты, туфопесчаники, известняки, известняковые конгломераты шумилинской свиты, поздний девон — ранний карбон ( $D_3-C_1\text{ш}$ ); 9 — габброиды куйбасовского комплекса, ранний карбон ( $C_1k$ ); 10 — комплексы Западно-Магнитогорской островной дуги; 11 — разломы главные (а) и второстепенные (б). Геологические границы показаны тонкими линиями. По [Мосейчук и др., 2017], с упрощениями и изменениями

Чуть западнее, в пределах Магнитогорской зоны при детальном картировании Магнитогорского рудного поля в конце 1980-х годов была выделена малокуйбасовская вулканическая серия [Мосейчук и др., 1995]. В нее входят новоивановская толща и шумилинская свита, а также выделенная нами позднее сара-тюбинская толща, представленная локально проявленными псаммитовыми гидротуфами пикритов и пикробазальтов, подробно описанными в специальной работе [Мосейчук, Сурин, 1998]. По составу и особенностям вулканитов новоивановская толща вместе с перекрывающей ее шумилинской свитой отнесена к позднедевонско-раннекаменноугольной трахибазальт-трахиандезит-трахидацитово-формации подводных междепрессийных поднятий зон тылового рифтогенеза вулканических островных дуг [Мосейчук и др., 1995]. При этом сама Магнитогорская зона в последние годы отождествляется с «Магнитогорско-Богдановским грабеном», развивавшемся в течении раннекаменноугольной эпохи в виде узкой зоны растяжения на фоне общего сжатия [Салихов, Яркова, 1992].

Предварительный сравнительный анализ петрогеохимических особенностей новоивановской свиты и верхнеуральской толщи показал их существенные отличия, что объясняется различной геодинамической обстановкой формирования [Сурин, 2011]. На Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Серия Южно-Уральская, лист N-40-XXIV) образования ранее выделявшихся верхнеуральской толщи и шумилинской свиты объединены под именем последней [Мосейчук и др., 2017]. При этом, как указано выше, магматиты верхнеуральской ассоциации детально изучены и описаны, в то время как вулканиты новоивановской толщи и шумилинской свиты до недавнего времени были изучены гораздо слабее и об их составе можно было судить только по единичным опубликованным анализам [Салихов и др., 1987; Салихов, Яркова, 1992; Мосейчук и др., 2017].

Так или иначе, по нашему мнению, изучение состава и выявление механизма петрогенезиса, а также реконструкция геодинамической обстановки формирования вулканитов малокуйбасовской серии

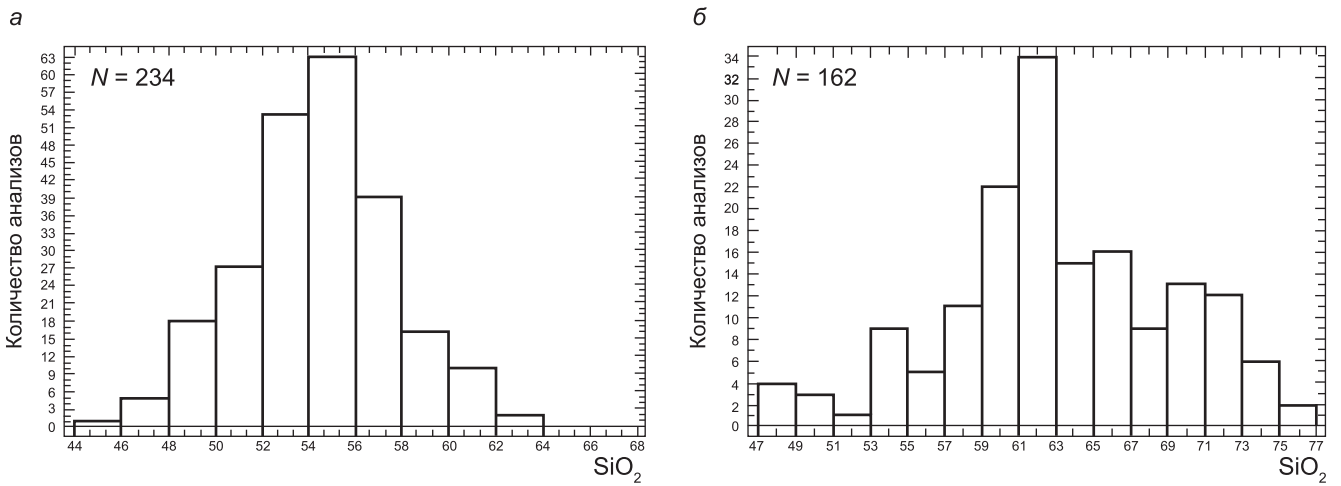


Рис. 3. Гистограммы распределения кремнезема в вулканитах новоивановской толщи (а) и шумилинской свиты (б). N — количество определений

(новоивановская толща и шумилинская свита) очень важны для регионального анализа магматической эволюции региона и уточнения представлений о геодинамике развития Южного Урала.

**Новоивановская толща.** Новоивановская толща изучена нами в северной части Магнитогорской зоны (рис. 2). Она сложена субщелочными базальтами и трахибазальтами, реже трахиандезибазальтами (шошонитами) и еще реже трахиандезитами, а также их лавокластитам, туфами, ксенотуфами, туффитами, изредка с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков, которые залегают на аблязовской толще. Мощность толщи 150–800 м. Контакты ее с подстилающими и перекрывающими образованиями обычно согласные, но иногда в верхах толщи отмечаются местные размывы.

Разрезы новоивановской толщи изучены целым рядом исследователей по многим обнажениям и глубоким поисковым скважинам [Смирнов и др., 1974; Плюснина, 1974; Маслов, 1980; Салихов и др., 1987; Стратиграфия..., 1993: Салихов, Мосейчук, 1994; Мосейчук и др., 1995; Веймарн и др., 2001]. Для толщи в целом характерно широкое развитие эффузивных и пирокластических фаций. В центральной части Магнитогорской зоны развит тип разреза, для которого характерно преобладание грубообломочных пирокластических фаций (агломератовых и глыбовых агломератовых туфов и ксенотуфов), перемежающихся с лавами, а также повышенная мощность вулканогенных образований (более 600–700 м). Здесь же установлены фации околосервальной зоны. В южной части указанной зоны развиты вулканогенные образования также большой мощности, но с резким преобладанием эффузивных фаций. Пирокластические же фации составляют менее 10 % от общей мощности толщи. В юго-западной части Магнитогорской зоны разрезы толщи также представлены лавовыми фациями, но мощность вулканитов сравнительно небольшая (150–300 м), в северо-западной же части разрезы промежуточной вулканической зоны представляют собой чередование лав и туфов — от

агломератовых до пепловых — с редкими прослоями тефроидов, вулканогенно-осадочных пород и известняков. Мощность вулканитов сравнительно небольшая. Находки фауны в новоивановской толще редки, так как редки прослои осадочных пород среди вулканитов. Но, тем не менее, этих находок достаточно, чтобы уверенно датировать толщу фаменом (верхи губинского — низы шамейского горизонтов) [Мосейчук и др., 2017].

Петрофонд вулканитов новоивановской толщи иллюстрируется гистограммой распределения кремнезема (рис. 3, а). По нашим подсчетам, базальтоиды и андезитоиды имеют резко подчиненное развитие в составе толщи (соответственно 34 и 16 %), а наибольшим распространением пользуются промежуточные разновидности пород, по кислотности соответствующие андезибазальтам (50 %).

Наиболее характерными породами новоивановской толщи являются порфиновые трахиандезибазальты (шошониты), реже трахибазальты, с крупными (до 1–1,5 см) широкотаблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, составляющими иногда до 20–30 % породы. Пироксен в порфировых выделениях или отсутствует, или образует мелкие (1–3 мм) вкрапленники, представленные титанистым авгитом. Иногда в пироксен-плагиоклазовых базальтах наблюдаются и достаточно крупные (до 5–6 мм) вкрапленники пироксена, но визуально и в этих породах преобладают вкрапленники плагиоклаза. Пироксен, как правило, относительно свежий. Изредка встречаются оливинсодержащие разновидности с редкими вкрапленниками оливина, замещенного боулингом. Плагиоклаз также почти полностью замещен соссуритом, иногда хлоритом или карбонатом. Структура часто сериально-порфировая. Структура основной массы гиалопилитовая, интерсерральная или пилотакситовая. Микролиты в основной массе представлены обычно только плагиоклазом. Кроме характерных, с резко выраженной порфировой структурой, в толще иногда встречаются афировые и мелкопорфировые плагиоклазовые

трахибазальты, известны также лавы с вариолитовой и петельчатой структурами.

Обычно потоки таких лав чередуются в разрезе с потоками крупнопорфировых трахиандезибазальтов. Породы из верхних частей потоков часто миндалекаменные, иногда шлаковидные. Нередко верхние части потоков сложены лавокластитами. Лавовые потоки обычно компактные, но изредка наблюдались и подушечные лавы. Широко развиты также туфы и ксенотуфы того же состава, что и лавы. Среди них встречаются агломератовые, глыбовые агломератовые, лапиллиевые и пепловые. Преобладают литокластические разности. Чуждый материал в ксенотуфах обычно представлен обломками лав того же состава более ранних извержений, испытавших вторичный прогрев и, в отличие от темно-серого или зеленовато-серого пирокластического материала, имеющих красновато-вишневую окраску. Редко наблюдается примесь обломков вулканитов среднего или, очень редко, кислого состава, также имеющих красноватый или красновато-коричневый цвет.

Трахиандезиты также обычно пироксен-плагиоклазовые, отличаются от трахиандезибазальтов меньшей концентрацией клинопироксена, отсутствием оливина и большим модалным содержанием плагиоклаза во вкрапленниках (до 40% от объема породы). Вулканогенно-осадочные и осадочные породы очень редки. Осадочная примесь в туффилах и туфопесчаниках представлена органомным детритом, окатанными обломками известняка и тех же вулканитов, что и пирокластита, вероятно, перемытой тефры. Прослой известняков единичны.

Связанные с породами новоивановской толщи субвулканические образования представлены редкими силлами и дайками трахибазальтов и трахиандезибазальтов, по химизму и минералогическому составу не отличающимися от вулканитов.

Средние химические и нормативные составы вулканитов новоивановской толщи приведены в таблице.

По соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности средние составы пород новоивановской толщи соответствует субщелочным образованиям (рис. 4, а). Заметим, что суммарная щелочность пород новоивановской толщи в целом заметно ниже аналогичных по кремнекислотности вулканитов верхнеуральской толщи. Общая щелочность пород толщи возрастает с ростом их кислотности.

По классификации А. Пеккерилло и С. Тэйлора все они, как и аналогичные образования верхнеуральской толщи, относятся к высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 4, б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (рис. 4, в) весь ряд пород характеризуемой толщи от основных к средним соответствует ряду высококалийевый базальт — шшонит — латит. Тип щелочности пород толщи всегда калиево-натриевый с заметным преобладанием натрия над калием (рис. 4, в), причем с ростом содержания кремнезема калий-натриевое

Таблица

Средние химические (вес. %) и нормативные составы вулканитов новоивановской толщи и шумилинской свиты Магнитогорской зоны

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50,74	55,10	59,35	49,56	54,83	60,98	65,77	69,60	73,91
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,33	1,17	2,00	1,32	1,08	0,70	0,48	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,67	17,77	17,16	17,56	18,30	17,43	15,14	14,24	12,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	4,41	3,88	4,48	4,44	3,49	1,53	1,29	0,48
FeO	5,15	4,24	3,50	7,11	3,99	3,04	1,85	1,19	0,87
MnO	0,23	0,14	0,14	0,24	0,21	0,13	0,09	0,06	0,03
MgO	5,47	4,11	2,68	6,04	3,68	2,52	1,17	0,65	0,51
CaO	7,50	6,21	5,10	6,87	5,76	3,56	1,78	2,17	1,33
Na <sub>2</sub> O	3,74	3,93	4,56	3,59	4,61	4,41	5,07	4,86	4,55
K <sub>2</sub> O	1,95	2,47	2,22	2,08	2,48	3,02	3,02	3,55	3,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,41	0,38	0,48	0,39	0,34	0,17	0,11	0,04
Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Q	—	4,50	10,48	—	1,84	12,79	19,12	22,98	30,62
C	—	—	—	—	—	1,23	0,69	—	—
Or	11,52	14,59	13,11	12,28	14,66	17,86	17,83	21,00	21,35
Ab	31,61	33,26	38,54	30,41	38,97	37,31	42,90	41,14	38,54
An	28,40	23,54	19,82	25,63	21,93	15,48	7,75	6,54	1,99
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	5,09	3,65	2,36	4,29	3,28	—	—	2,79	3,55
Hu	8,28	10,72	7,08	6,94	9,48	7,44	4,05	0,71	0,45
Ol	4,51	—	—	9,05	—	—	—	—	—
Mt	7,03	6,39	5,63	6,49	6,43	5,06	1,34	0,92	0,41
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilm	2,85	2,53	2,22	3,79	2,51	2,06	1,34	0,92	0,41
Ap	0,85	0,94	0,89	1,11	0,90	0,78	0,38	0,25	0,09
N	80	117	37	8	14	72	28	32	8

Примечание. 1–3 — новоивановская толща: 1 — субщелочные базальты и трахибазальты, 2 — трахиандезибазальты, 3 — трахиандезиты; 4–9 — шумилинская свита: 4 — субщелочные базальты и трахибазальты, 5 — трахиандезибазальты, 6 — трахиандезиты, 7 — трахидациты, 8 — трахириодациты, 9 — трахириолиты и риолиты. Нормативные минералы: Q — кварц, C — корунд, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Ne — нефелин, Di — диопсид, Hu — гиперстен, Ol — оливин, Mt — магнетит, Hm — гематит, Ilm — ильменит, Ap — апатит. N — количество анализов.

отношение в них почти не изменяется (рис. 4, г). Важнейшей характеристикой базальтоидов новоивановской толщи является их высокая глиноземистость.

На диаграмме AFM средние составы пород толщи образуют «укороченный» боуэновский тренд в сторону увеличения относительной щелочности

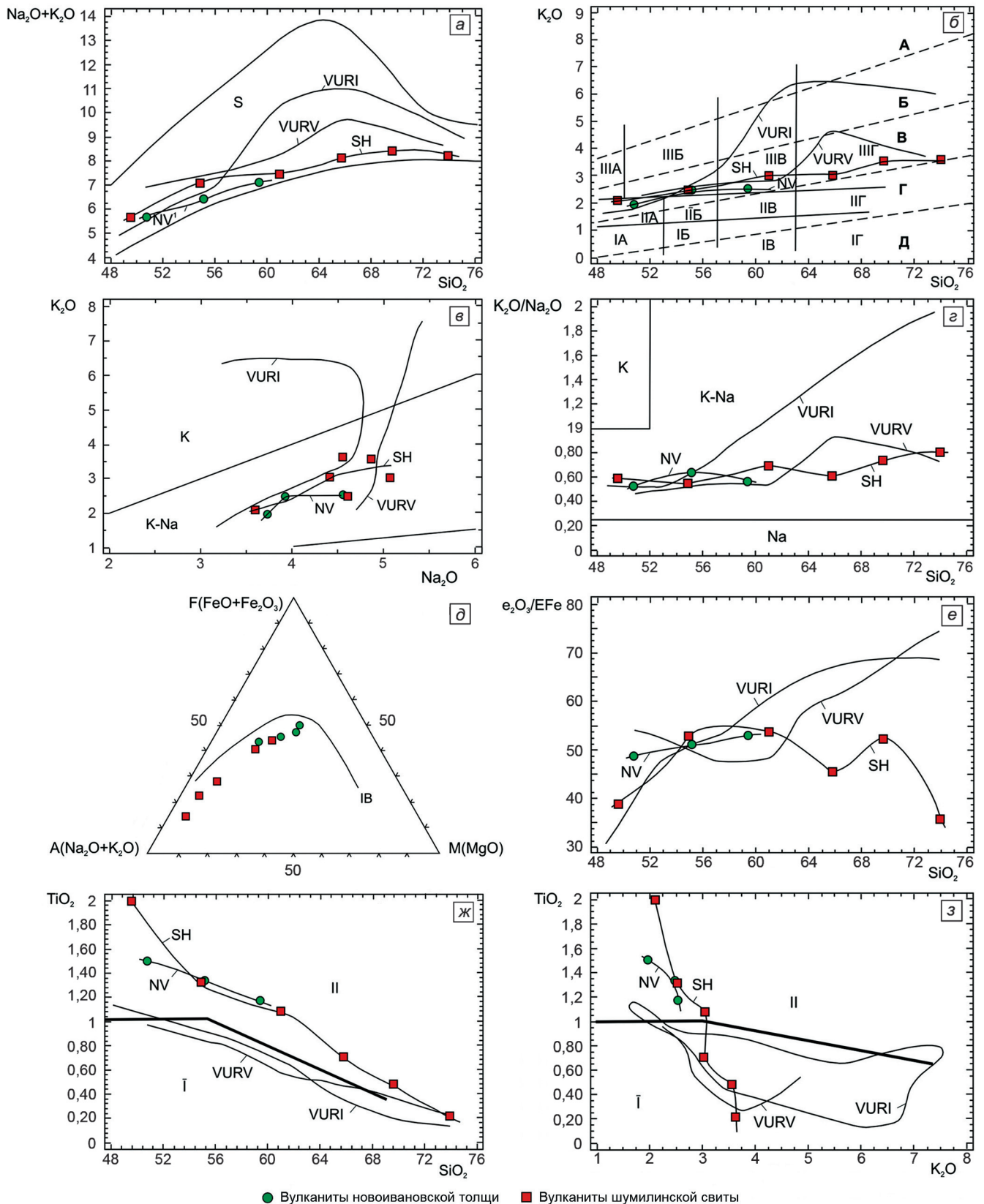


Рис. 4. Вариационные бинарные диаграммы для средних составов пород малокуйбасовской вулканической серии. Показаны тренды эволюции или поля составов вулканических пород верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI) и поля: а — субщелочных пород (S); б — ультракалийевых (А), высококалийевых (Б), нормальнокалийевых (В), низкокалийевых (Г) и бескалийевых (Д) серий, по [Peccherillo, Taylor, 1976], с упрощением; абсарокитов (IIIА), шошонитов (IIIБ), латитов (IIIВ), тосканиитов (IIIГ); высококалийевых: базальтов (IIА), андезибазальтов (IIБ), андезитов (IIВ), дацитов (IIГ); базальтов (IA), андезибазальтов (IB), андезитов (IB) и дацитов (IG), по [MacKenzie, Chappel, 1972], с упрощением; в и г — калиевых (K), калиево-натриевых (K-Na) и натриевых (Na) пород; ж и з — низкотитанистых (I) и высокотитанистых («рифтогенных») (II) шошонитов (по [Кеппежинская и др., 1988])

(рис. 4, д). Железо-магниево отношение несколько увеличивается в ряду средних составов пород (таблица). Коэффициент фракционирования немного возрастает от 64 (в среднем) в трахибазальтах и 67 трахиандезибазальтах до 73 в трахиандезитах. Степень окисленности железа в породах слабо увеличивается от пород основного к породам среднего состава, что может свидетельствовать о медленном возрастании окислительного потенциала от ранних к поздним стадиям эволюции родоначального расплава, а также о его весьма незначительной дегазации (рис. 4, е).

В целом вся серия пород новоивановской толщи характеризуется явно повышенной титанистостью, что наряду с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об их принадлежности к типу «рифтогенных» островодужных шошонитовых серий, в отличие от «нормальных» шошонитов, отличающихся пониженным содержанием двуокиси титана (рис. 4, ж, з). В этом важнейшее отличие образований рассматриваемой толщи от одновозрастных пород, развитых в Учалино-Александринской зоне. Этот («рифтогенный») тип шошонитов является индикатором локального растяжения в пределах островной дуги, связанного с деятельностью теплового внутривулканического диапира [Кеpezинская и др., 1988].

Основные особенности нормативного состава вулканитов новоивановской толщи (таблица) сводятся к следующему. Трахибазальты не являются нефелиннортивных образованиями, что явно отличает их от аналогичных образований верхнеуральской толщи [Сурин, 2025], в них также выявлен нормативный оливин. Остальные разновидности пород являются кварцнормативными. Нормативный корунд отсутствует во всех разновидностях пород, что говорит об их недосыщенности глиноземом. Также нужно отметить большую сумму нормативных полевых шпатов во всех разновидностях пород, что согласуется с их петрографическими особенностями. Нормативный цветовой индекс несколько понижается по мере роста кремнеземистости пород. Содержание нормативных магнетита и ильменита также несколько понижается в ряду от основных пород к средним, тогда как количество нормативного апатита практически не изменяется.

**Шумилинская свита.** Шумилинская свита впервые была выделена при геологическом доизучении масштаба 1:25 000 территории Магнитогорского рудного поля в объеме фаменского яруса (без низов шамейского горизонта), всего турне и косьвинского горизонта нижнего визе включительно [Мосейчук и др., 1995]. В таком объеме шумилинская свита включена в Стратиграфическую схему Восточного Урала и в легенду Южно-Уральской серии [Легенда..., 1999]. Свита особенно широко распространена в северной части Восточно-Магнитогорской палеодуги в Магнитогорской зоне (рис. 2). Она сложена трахибазальтами (редкими), трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, трахирио-

дацитами, трахириолитами, реже риолитами; их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известняковыми конгломератами и брекчиями, известняками, спонголитами, изредка радиоляридами или углистыми алевролитами. Мощность ее достигает 1300 м. Свита согласно залегает на новоивановской толще. На юге Магнитогорской зоны она перекрыта и частично фациально замещена известняками свиты горы Магнитной, а на севере перекрывается нижневизейскими базальтоидами березовской свиты, причем в основании последней прослеживается пачка вулканических и полимиктовых песчаников, содержащих перемытый материал вулканитов шумилинской свиты. Поскольку породы верхов шумилинской свиты содержат фауну, характерную для косьвинского горизонта раннего визе, а в низах березовской свиты — фауну, характерную для обручевского (т. е. более «молодого») горизонта также раннего визе, то говорить о каком-либо серьезном перерыве на этом контакте не приходится. Подошва березовской свиты, видимо, имеет скользящий характер. Последние данные изотопного U-Pb датирования циркона (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP-II) из кислых вулканитов березовской свиты в районе пос. Богдановский показывают конкордантный возраст  $350,7 \pm 2,9$  млн лет, что соответствует середине турнейского века [Тевелев и др., 2023].

Стратотипом шумилинской свиты является открытый разрез по широтному профилю скважин (глубиной 300–800 м) на северном берегу Верхнеуральского водохранилища западнее пос. Ивановский (Новоивановский). Этот и другие разрезы, в том числе по многочисленным обнажениям, шурфам и глубоким скважинам, подробно описаны в литературе [Мосейчук и др., 1995, 2017; Салихов и др., 1987; Салихов, Яркова, 1992], причем в большинстве из них встречены богатые комплексы фауны, в том числе и конодонтовой, в прослоях известняков и в вулканико-осадочных породах. Возраст разных пачек шумилинской свиты установлен палеонтологически с максимально возможной достоверностью.

Сводный разрез шумилинской свиты представляется в следующем виде.

1. Первая (нижняя) пачка — трахиандезиты, реже андезиты, трахиты, трахидациты, изредка риодациты, трахириодациты, кластолавы, туфы, ксенотуфы и туффиты всех этих пород, тефроиды, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки, известняковые конгломерато-брекчии, конгломераты и песчаники. Мощность — 20–530 м. Первая пачка соответствует полному разрезу фаменского яруса, за исключением самых низов шамейского и верхов губинского горизонта.

Характерные черты этой пачки — преимущественно трахиандезитовый состав вулканитов, обилие эффузивных и пирокластических пород. Трахиандезиты и андезиты на одних участках зеленовато-серые и грязно-зеленые, на других — вишневые и темно-

сиреневые с чернильным оттенком. Наблюдается чередование в разрезе афировых, мелкопорфировых и крупно-порфировых лав. Вкрапленники обычно представлены плагиоклазом, изредка вместе с амфиболом. Текстуры массивные, флюидальные и миндалекаменные, нередко с характерными щелевидными миндалинами, обладающими плоско-параллельной ориентировкой. Часто ориентированы и вкрапленники. Структура основной массы гиалопилитовая, гиалопилитокситовая, реже трахитовая. Изредка встречающиеся кислые эффузивы кроме вкрапленников полевых шпатов обычно содержат вкрапленники кварца. Туфы сложены обломками тех же эффузивов. Среди них выделяются глыбовые агломератовые, агломератовые, лапиллиевые и пепловые, обычно литокластические. В ксенотуфах часты захваченные обломки порфировых плагиоклазовых трахибазальтов подстилающей новоивановской толщи.

2. Вторая (средняя) пачка сложена туффитами, тефроидами, реже туфами трахиандезитов, изредка трахидацитов и риодацитов, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известняковыми конгломератами и брекчиями, известняками, спонголитами и радиоляритами. Мощность ее составляет 110–420 м. По возрасту вторая пачка соответствует полному разрезу турнейского яруса. Характерные черты этой пачки — преобладание туффитов, тефроидов, вулканогенно-осадочных пород с пирокластикой трахиандезитового, реже более кислого состава. Пирокластика представлена частицами хлоритизированного стекла, обломками трахиандезитов неправильной формы с выступающими за их границы вкрапленниками плагиоклаза, много кристаллокластов плагиоклаза, реже кварца. Для всех пород характерна тонкая выдержанная слоистость, иногда со следами волнений, взмучивания. Характерно также ритмичное строение: нижний член ритма — псаммитовый туффит, тефроид или туфопесчаник, изредка вулканомиктовый песчаник, известняковый песчаник или детритовый известняк, а верхи ритмов сложены тонко- и микро-ритмичными кремнистыми породами (спонголитами, радиоляритами), кремнистыми туффитами, туфоалевролитами, туфоаргиллитами. Все породы содержат остатки морских организмов, а иногда и растительный детрит.

3. Третья (верхняя) пачка — туффиты, тефроиды, реже туфы трахидацитов, дацитов, риодацитов, изредка трахиандезитов, туфопесчаники, известняковые конгломераты, песчаники, известняки. Мощность ее 180–350 м. В третьей пачке определены многочисленные виды фауны, характерные для косьвинского горизонта нижнего визе. Характерные черты этой пачки — преобладание тефроидов и осадочно-пирокластических пород с пирокластикой кислого состава, обилие среди обломков кварца (кристаллокласты и окатанные зерна), ритмичное строение, как и у пород второй пачки.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о гомодромной последовательности извержений, так как вверх по разрезу в породах свиты постепенно увеличивается количество кремнезема. Петрофонд шумилинской свиты иллюстрируется гистограммой распределения кремнезема (рис. 3, б), из которой следует, что субщелочные базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты составляют менее 5 %, трахиандезиты — 50 %, трахидациты — около 25 %, трахириодациты — более 15 %, а трахириолиты и риолиты — не более 5 % от общего объема вулканитов.

Вулканогенные и осадочные фации шумилинской свиты характеризуются большим разнообразием. В основном, это морские образования, содержащие остатки морских организмов. Среди встреченных остатков растений нет листовой флоры, это исключительно обломки стеблей наземных растений, вместе с которыми в породах встречена морская фауна. К морским фациям относятся все породы второй и третьей пачек и большая часть отложений первой. Наземные фации, связанные с островной сушей вулканического происхождения, предполагаются среди отложений первой пачки на отдельных участках [Мосейчук и др., 1995, 2017; Салихов и др., 1987; Салихов, Яркова, 1992], для которых характерно отсутствие осадочных прослоев с морской фауной; общая сиреневая, вишневая, темно-серая с чернильным оттенком окраска пород; невыдержанная слоистость, присутствие игнимбриловидных туфов, отложений грязовых потоков. Среди них отчетливо выделяются фации околожерловой зоны по характерному резкому преобладанию грубообломочных туфов и ксенотуфов. Иногда они ассоциируются с экструзиями того же состава, которые, возможно, были центрами извержений. На остальной площади этих участков развиты фации промежуточной вулканической зоны, для них также характерно преобладание пирокластических фаций над эффузивными, туфы различной размерности — от агломератовых до пепловых, нередко пачки слоистых мелколапиллиевых и пепловых туфов.

Другой тип разреза вулканитов первой пачки — разрез морских отложений, в которых для вулканитов характерна зеленоватая, зеленовато-серая окраска, присутствие прослоев известняков, туффитов и вулканогенно-осадочных пород с остатками морской фауны. С туфами и ксенотуфами околожерловой зоны обычно ассоциируются мелкие интрузивные и субвулканические тела умеренно-щелочных пород среднего и кислого состава. Вокруг этих центров широко развиты фации промежуточной вулканической зоны, которые преобладают в составе первой пачки на всей площади распространения свиты. Разрезы эти отличаются непостоянными количественными соотношениями лав и туфов, обычно преобладают последние, а также меньшими мощностями по сравнению с разрезами околожерловой зоны, более частыми прослоями

осадочных и вулканогенно-осадочных пород. По направлению с востока на запад в разрезах первой пачки уменьшается количество грубой пирокластики. Породы второй и третьей пачек относятся к фациям удаленной вулканической зоны. На юге преобладают осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные фации, с подчиненными осадочными, а на севере и северо-западе Магнитогорской зоны в этих частях разреза наиболее распространены тефроиды с подчиненными осадочными фациями. В тефроидах наблюдается нередко примесь пирокластики того же состава (пирокласто-тефроиды) и в незначительных количествах терригенная примесь окатанных обломков базальтов из подстилающих толщ, известняков и кремнистых пород.

Средние химические и нормативные составы вулканитов шумилинской свиты приведены в таблице.

По суммарной щелочности средние составы пород шумилинской свиты, также, как и новоивановской толщи, соответствует субщелочным образованиям (рис. 4, а), при этом заметим, что тренды изменения суммарной щелочности для указанных подразделений в области основных и средних составов практически совпадают. Общая щелочность пород шумилинской свиты постепенно возрастает с ростом их кислотности. По классификации А. Пеккерилло и С. Тэйлора все они, как и аналогичные образования новоивановской и верхнеуральской толщ, относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 4, б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (см. этот же рис. 4, б) весь ряд пород свиты от основных к средним и далее к кислым соответствует ряду высококалиевый базальт — шошонит — латит — тосканит. Тип щелочности пород шумилинской свиты калиево-натриевый с явным преобладанием натрия над калием (рис. 4, в), при этом с ростом содержания кремнезема калий-натриевое отношение в них слабо возрастает (рис. 4, з). Для базальтоидов характеризуемой свиты, также как и базальтоидов новоивановской толщи, характерна высокая глиноземистость. На диаграмме АFM средние составы пород свиты образуют «удлиненный» боуэновский тренд (рис. 4, д). Коэффициент фракционирования постепенно возрастает от 65 (в среднем) в трахибазальтах до 78 в трахириодацитах. Степень окисленности железа в породах возрастает от пород основного к породам среднего состава и далее постепенно уменьшается в кислых образованиях, что косвенно свидетельствует в пользу значительной дегазации на поздних стадиях эволюции родоначального расплава (рис. 4, е). Важнейшей особенностью всей серии пород шумилинской свиты, также как и охарактеризованной выше ивановской толщи, является повышенное содержание в них титана, что также свидетельствует об их принадлежности к типу «рифтогенных» островодужных шошонитовых серий (рис. 4, ж), при этом важно отметить, что с ростом калиевости пород содержание титана в них значительно понижается (рис. 4, з).

В нормативном составе основных и средних вулканитов шумилинской свиты (таблица) выявляются такие же особенности, как и для аналогичных пород новоивановской толщи. Можно отметить повышенное (в 2 раза) содержание нормативного оливина, что косвенно свидетельствует о более глубоких условиях дифференциации первичного расплава. В трахиандезитах и трахидацитах появляется нормативный корунд, что позволяет предполагать наличие амфибола среди фракционирующих минералов в промежуточном магматическом очаге, и что подтверждается петрографическими данными (см. выше). Содержания нормативных аксессуаров, в том числе апатита, резко понижается в кислых образованиях.

**Заключение.** Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Развитые в Магнитогорской зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги образования малокуйбасовской вулканической серии (новоивановская толща и шумилинская свита) принадлежат к островодужной шошонитовой серии, весьма характерной для «зрелых» островных дуг.

2. Охарактеризованные вулканиты относятся к «рифтогенному» или «высокотитанистому» типу шошонитов. Они локализованы в западной тыловодужной части островной дуги в узкой зоне растяжения (Магнитогорско-Богдановский грабен).

3. Сравнение с «нормальными» островодужными магматитами шошонитовой серии, типичными представителями которых являются образования детально изученной фаменской верхнеуральской вулканоплутонической ассоциации, сформировавшейся в условиях «зрелой» островной дуги, показывает их принципиальные отличия по ряду петрохимических особенностей.

4. Полученные данные позволяют существенно уточнить представления о геодинамике формирования Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Именно формирование «рифтогенных» вулканитов шошонитовой серии в начале фаменского века как бы «маркирует» собой заложение и начало образования Магнитогорско-Богдановского грабена, который в окончательном виде сформировался в конце раннего визе. Таким образом, эта сравнительно узкая зона растяжения формировалась в тылу Восточно-Магнитогорской дуги в течении не менее чем 40 млн лет, а это гораздо больший срок, чем предполагалось ранее. Формирование указанной зоны со специфическим набором магматитов соответствует завершающей, т. е. «деструктивной» стадии островодужного процесса.

**Благодарности.** Авторы отдают дань памяти В.В. Бочкарёву, В.А. Коротееву, В.Н. Пучкову, Р.Г. Язевой за их ценные советы при обсуждении вопросов, затронутых в статье.

**Финансирование.** Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
- Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. и др. Типы разрезов отложений фаменского яруса Южного Урала // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 96–112.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: Наука, 1992. 200 с.
- Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Кепежинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шохонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шохонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
- Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). СПб., 1999. (Альбом) / Беккер Ю.Р., Власов Н.Г., Львов Б.К. и др.
- Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. Уфа: УНЦ РАН, 1998. 112 с.
- Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В. Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2017. 127 с.
- Плотинская О.Ю. Порфиново-эпитермадные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2023. 40 с.
- Плюснина А.А. Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклиория // Сов. геология. 1974. № 5. С. 76–87.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона — нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М. Формации железорудных месторождений // Вулканогенная металлогения Южного Урала. М.: Наука, 1994. С. 119–141.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклиория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа: БФАН СССР, 1987. 33 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
- Соловьёв С.Г. Металлогения шохонитового магматизма: В 2 т. М.: Научный Мир, 2014. Т. 1. 528 с.; Т. 2. 472 с.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Сурин Т.Н. Островодужные формации Учалино-Александринской зоны (Южный Урал) / Формационный анализ магматитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 41–42.
- Сурин Т.Н. Позднедевонская верхнеуральская вулканоплутоническая ассоциация (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Южный Урал): возраст, петрология, геохимия, рудоносность и геодинамическая обстановка формирования // Минералогия. 2025. Т. 11, № 1. С. 64–90.
- Сурин Т.Н. Раннефаменский шохонитовый вулканизм Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 329–332.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 1995. Вып. 4 (28). С. 11–18.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Интрузивные породы позднеостроводужной шохонитовой серии: геология, металлогения, геохимия и петрология (на примере Верхнеуральского массива, Южный Урал) // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 106–107.
- Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А. и др. Первые результаты U–Pb-датирования цирконов из раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и проблема изотопного возраста щелочных гранитоидов // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023: Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 143–147.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н. Средне-позднедевонский магматизм Магнитогорского прогиба // Эволюция магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 155–157.
- MacKenzie D.E., Chappell B.W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea // Contrib. Mineral. Petrol. 1972. Vol. 35, № 1. P. 50–63.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 58, № 1. P. 63–81.

Статья поступила в редакцию 11.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 556.3

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-26-34

## ОЦЕНКА ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАВНИННОГО КРЫМА В СОВРЕМЕННЫХ И ПРОГНОЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Сергей Олегович Гриневский<sup>1</sup>✉, Илья Андреевич Чиганов<sup>2</sup>,  
Сергей Павлович Поздняков<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [sogrinev@mail.ru](mailto:sogrinev@mail.ru)✉

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [ilya-chiganov@mail.ru](mailto:ilya-chiganov@mail.ru)

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [spozd@mail.ru](mailto:spozd@mail.ru)

**Аннотация.** Оценка среднемноголетнего инфильтрационного питания подземных вод на юго-западной территории равнинного Крыма в границах Альминского артезианского бассейна проведена на основе гео-гидрологического моделирования процессов его формирования при современных климатических условиях и различных прогнозных сценариях их изменений на конец XXI века. Для моделирования использованы глобальные климатические модели семейства CMIP5 при экстремальном сценарии SSP5-8.5, адаптированные к климатическим условиям изучаемой территории. На основе построения карт среднемноголетнего инфильтрационного питания при современных и наиболее контрастных ожидаемых климатических условиях показано, что, несмотря на прогнозное уменьшение индекса увлажнения, существенное сокращение инфильтрационного питания подземных вод на рассматриваемой территории возможно только при самом экстремальном «засушливом» климатическом сценарии.

**Ключевые слова:** изменение климата, инфильтрационное питание, моделирование, Альминский артезианский бассейн

**Для цитирования:** Гриневский С.О., Чиганов И.А., Поздняков С.П. Оценка инфильтрационного питания подземных вод равнинного Крыма в современных и прогнозных климатических условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 26–34.

## ASSESSMENT OF GROUNDWATER RECHARGE IN THE PLAIN CRIMEA UNDER MODERN AND PREDICTED CLIMATIC CONDITIONS

Sergey O. Grinevskiy<sup>1</sup>✉, Ilya A. Chiganov<sup>2</sup>, Sergey P. Pozdnyakov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [sogrinev@mail.ru](mailto:sogrinev@mail.ru)✉

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [ilya-chiganov@mail.ru](mailto:ilya-chiganov@mail.ru)

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [spozd@mail.ru](mailto:spozd@mail.ru)

**Abstract.** An assessment of the average long-term groundwater recharge in the southwestern part of the Crimean plain within the Alma artesian basin was carried out on the basis of geohydrological modeling of the processes of its formation under modern climatic conditions and various forecast scenarios for their changes at the end of the 21st century. For modeling, global climate models of the CMIP5 family were used under the extreme scenario SSP5-8.5, adapted to the climatic conditions of the study area. Based on the modelled maps of average long-term groundwater recharge under current and most contrasting expected climatic conditions, it is shown that, despite the predicted decrease in the moisture index, a significant recharge reduction in the considered region is possible only under the most extreme “dry” climate scenario.

**Keywords:** climate change, groundwater recharge, modeling, Alma artesian basin

**For citation:** Grinevskiy S.O., Chiganov I.A., Pozdnyakov S.P. Assessment of groundwater recharge in the plain Crimea under modern and predicted climatic conditions. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 26–34. (In Russ.).

**Введение.** Формирование естественных ресурсов подземных вод на полуострове Крым в основном происходит за счет инфильтрационного водообмена поверхностных и подземных вод [Каюкова, Юровский, 2016]. Нисходящий поток влаги к уровню грунтовых вод в зоне аэрации, создающий инфильтрационное питание (ИП) возникает в результате процессов трансформации осадков на поверхности земли и в почве. В стационарных климатических условиях этот поток в каждой точке

меняется во внутригодовом и многолетнем разрезе, однако его среднемноголетняя величина, то есть среднемноголетнее инфильтрационное питание, является постоянной, и именно оно создает основную приходную часть баланса подземных вод зоны активного водообмена. Глобальные климатические изменения температуры воздуха, количества и интенсивности выпадающих осадков приводят к перестройке водно-балансовых процессов на поверхности земли и в зоне аэрации, что может оказать

существенное влияние на условия формирования инфильтрационного питания [Grinevskiy, et al., 2021] и, следовательно, на естественные ресурсы подземных вод полуострова.

В связи со спецификой геологического строения и высотной зональностью Крыма, основной областью формирования его водных ресурсов является горная часть, сложенная закарстованными известняками. В Горном Крыму, составляющем порядка 20 % площади полуострова, выпадает большое количество осадков (до 1000 мм/год) и происходит интенсивное питание подземных вод за счет их инфильтрации и инфлюации на карстовых плато. Здесь же осуществляется и основная разгрузка подземных вод в виде многочисленных родников, являющихся истоками рек Кача, Бельбек, Черная, Альма и др., по которым происходит транзит поверхностного и подземного стока в Равнинный Крым [Богуцкая и др., 2020; Приблуда и др., 1979]. На большой территории последнего, несмотря на то, что там выпадает меньшее количество осадков (до 400–500 мм/год), также формируется площадное ИП, обеспечивающее, по-видимому, значительную часть естественных ресурсов подземных вод полуострова. Количественная оценка величины этого питания, а также его пространственной изменчивости на основе анализа процессов инфильтрационного водообмена для территории Равнинного Крыма ранее не проводилось. Поэтому основной целью исследования в настоящей работе является оценка среднееголетнего ИП юго-западной части Крыма в границах равнинной и предгорной части Альминского артезианского бассейна, где происходит интенсивная эксплуатация подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Исследования проведены на основе геогидрологического моделирования процессов формирования ИП [Гринеvский, Поздняков, 2010] при современных климатических условиях и при разных сценариях их изменения к концу XXI века.

Современные климатические условия охарактеризованы многолетними рядами метеорологических данных по метеостанциям, а прогнозные изменения осадков и температуры воздуха на конец XXI века описываются глобальными Моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). Локальное использование глобальных МОЦАО основано на их даунскейлинге и адаптации к климатическим условиям юго-западного Крыма.

**Характеристика района исследований.** Полуостров Крым в структурно-тектоническом отношении расположен на южной окраине Восточно-Европейской платформы. Согласно современному гидрогеологическому районированию в пределах Крымского полуострова выделяются три гидрогеологических структуры I порядка: Восточно-Европейский сложный артезианский бассейн, Скифский сложный артезианский бассейн (ССАБ) и Крымская сложная гидрогеологическая складчатая область.

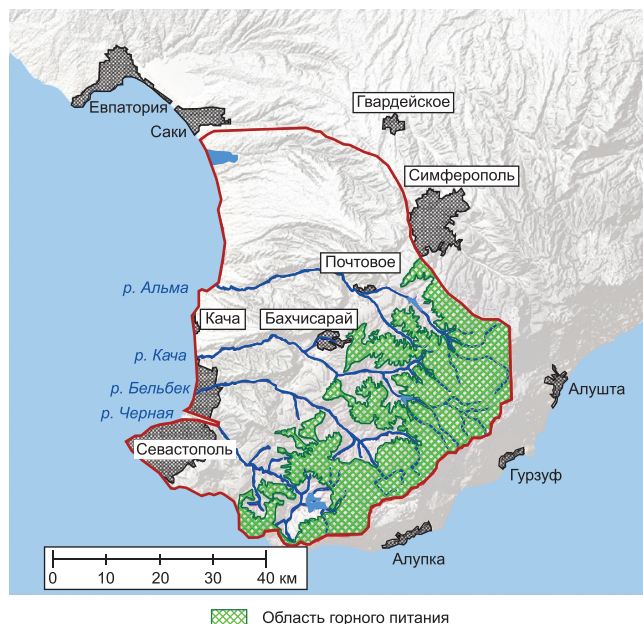


Рис. 1. Обзорная карта с границей территории исследования

Большая часть территории юго-западного Крыма относится к Альминскому артезианскому бассейну (ААБ), входящему в ССАБ, и его горному обрамлению (рис. 1) — гидрогеологической структуре с особыми условиями формирования подземных вод, где происходит их интенсивная эксплуатация наиболее крупными водозаборами для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

В гидрогеологическом разрезе территории ААБ выделяются следующие основные водоносные комплексы: четвертичный, неогеновый, палеогеновый, меловой, верхнеюрский, а также водоносные зоны верхнетриасово-среднеюрской экзогенной трещиноватости и кайнозойско-мезозойской эндогенной трещиноватости. Каждый из вышеперечисленных водоносных комплексов объединяет несколько гидрогеологических подразделений разной степени водоносности, которые в пределах площади его распространения образуют единую водоносную систему, на отдельных участках разделенную слабопроницаемыми слоями.

Внешней областью питания подземных вод ААБ является его горное обрамление, сложенное в основном известняками юрского возраста и породами таврической серии. В горной части формирование инфильтрационного питания имеет локально-инфлюационный характер, в связи с интенсивным развитием поверхностного карста [Вахрушев и др., 2022; Приблуда и др., 1979]. На территории равнинной и предгорных частей ААБ формируется площадное ИП, неоднородность которого обусловлена различиями процессов трансформации выпадающих осадков в зависимости от ландшафтных и почвенных условий при многообразии строения подстилающей зоны аэрации. Прогнозные климатические изменения ИП могут существенно повлиять на режим

эксплуатации подземных вод и водообеспеченность данного региона в целом.

В настоящей работе рассматривается только предгорная и равнинная части ААБ, где применима схема «диффузионной» (площадной) инфильтрации, при которой возможна количественная оценка среднемноголетних величин ИП на основе геогидрологического моделирования процессов его формирования в различных ландшафтных и почвенных условиях. Деление территории на высокогорную и равнинно-предгорную области проведено по изолинии рельефа 400 м, которая хорошо коррелируется с границей распространения юрских известняков и пород таврической серии в горной части и относительно пологозалегающей слоистой толщи меловых и более молодых отложений в равнинной (рис. 1). Водоносные горизонты и комплексы этой толщи, моноклинально залегающей с наклоном в сторону моря, преимущественно сложены карбонатными отложениями и песчаниками, разделенными слабопроницаемыми глинистыми отложениями.

На большей части рассматриваемой территории зона аэрации, представленная различными песчано-глинистыми отложениями, имеет значительную мощность, и за исключением локальных участков речных долин, уровень грунтовых вод (УГВ) залегает на достаточно больших глубинах — до 10 м и более. Это исключает эвапотранспирационный отток влаги с УГВ и обеспечивает формирование максимального при данных ландшафтно-климатических условиях ИП.

**Методика проведения исследований.** Анализ влияния климатических изменений на подземные воды юго-западного Крыма проводился сравнением карт среднемноголетнего ИП для современных климатических условий и при их прогнозных изменениях к концу XXI века. При этом принималось, что ландшафтные и почвенные характеристики рассматриваемой территории останутся без изменений.

**Оценка среднемноголетнего ИП на основе геогидрологического моделирования.** На первом этапе исследований проведена оценка среднемноголетнего ИП при современных климатических условиях, путем последовательного решения следующих задач [Гриневский, Поздняков, 2010]:

1. Районирование территории по комплексу ландшафтных и гидрогеологических факторов с выделением участков территории — типовых ландшафтов (ТЛ), отличающихся по условиям формирования инфильтрации;

2. Построение расчетных моделей трансформации осадков на поверхности земли и инфильтрационного водообмена в зоне аэрации для выделенных ТЛ;

3. Моделирование формирования водного баланса на поверхности земли (программа SurfBal [Гриневский, Поздняков, 2010; Pozdniakov, et al., 2015]) и в зоне аэрации (программа HYDRUS 1D [Šimůnek, et al., 2009]) для каждого ТЛ и количественная оценка его среднемноголетних составляющих — суммарной

эвапотранспирации, поверхностного стока и нисходящего потока на УГВ — ИП;

4. Построение итоговой карты среднемноголетнего инфильтрационного питания подземных вод.

Моделирование современных условий ИП проведено на основе многолетних рядов метеорологических характеристик суточного разрешения по метеостанциям за период 2006–2021 гг., а для его прогнозных расчетов на конец XXI в. использованы синтезированные многолетние ряды осадков и температуры воздуха, полученные с помощью стохастического генератора LARS-WG 6.0 [Semenov, Stratonovitch, 2015] на период 2070–2090 гг.

**Методика построения климатических прогнозов.** Современный модельно-ориентированный подход к оценке прогнозных климатических изменений основан на сценариях социально-экономического развития в XXI веке. Одним из главных интегральных показателей упомянутых сценариев является дополнительная радиационная нагрузка, отвечающая разным концентрациям  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Для прогноза изменения климата под влиянием этой дополнительной нагрузки использовался ансамбль МОЦАО, входящих в пятую фазу проекта CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК).

У каждой климатической модели, входящей в семейство МОЦАО, используется набор различных сценариев, описывающих социально-экономические траектории развития мира в XXI веке — SSP (Shared Socioeconomic Pathways).

Для прогнозных расчетов изменения ИП выбран наиболее экстремальный сценарий SSP5-8.5. Это сценарий развития по пути, основанном на ископаемом топливе (SSP5), приводящем к концу XXI века к высокой радиационной нагрузке  $8,5 \text{ Вт/м}^2$  [Moss, et al., 2010].

Выбор для анализа именно этого сценария связан с максимальной прогнозной концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере, вызывающей наибольший глобальный эффект потепления климата, при котором следует ожидать наиболее заметные трансформации водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации.

Для использования и адаптации результатов прогноза климатических условий, полученных при помощи МОЦАО, применительно к конкретной территории, площадь которой существенно меньше пространственных блоков глобальных моделей, применяется даунскейлинг. В данной работе выбран метод даунскейлинга, реализованный в стохастическом генераторе временных рядов осадков, максимальной и минимальной температуры воздуха и солнечной радиации LARS-WG 6.0 [Semenov, Stratonovitch, 2015]. Эти ряды за счет процесса «обучения» являются статистически подобными фактическим данным измерений на конкретной метеостанции. Кроме того, используя базу данных МОЦАО из семейства CMIP 5 [Taylor, et al., 2015],

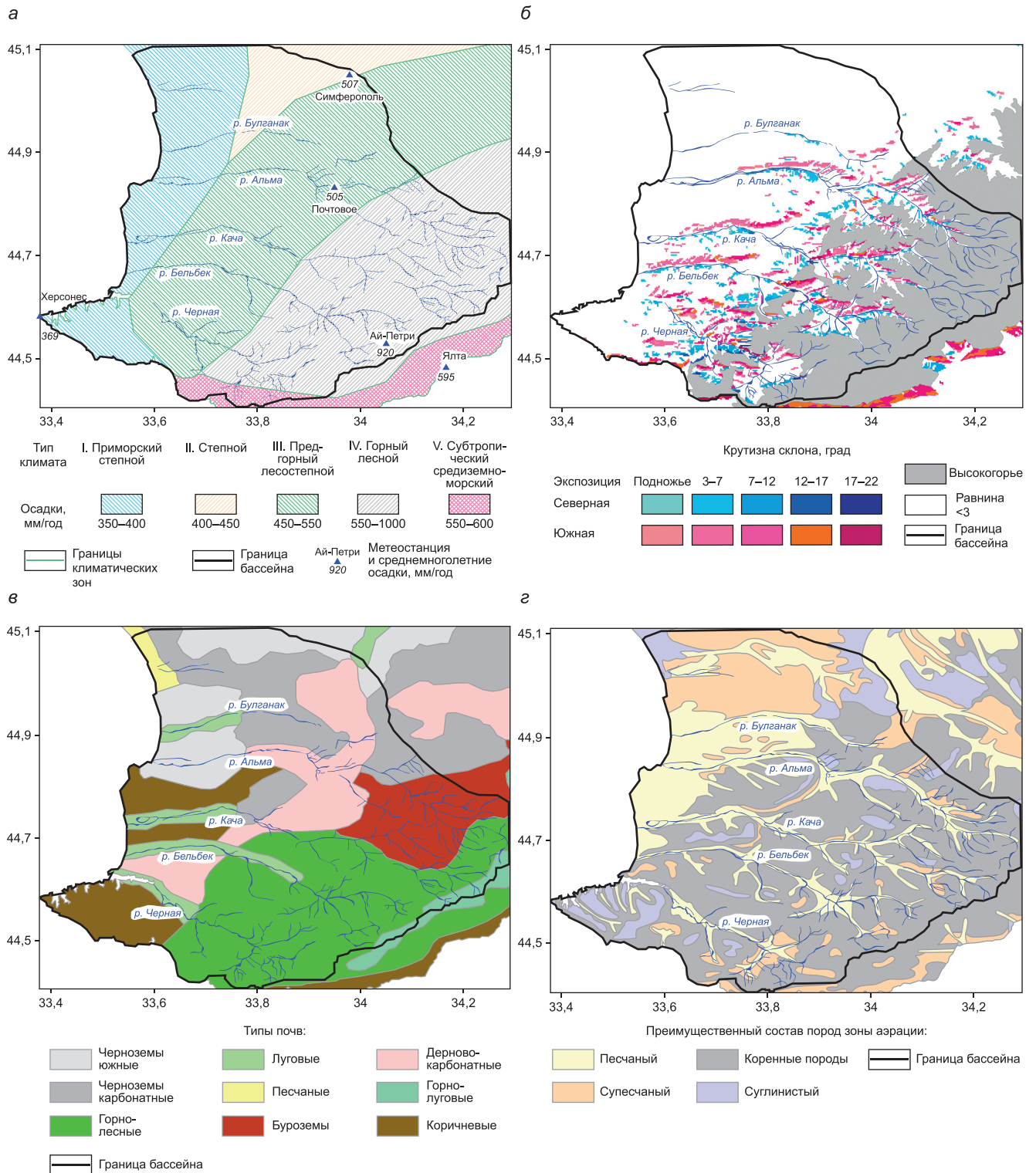


Рис. 2. Схемы районирования территории по типу климата (а), характеристикам рельефа (б), типу почвы (в), преимущественному составу пород зоны аэрации (г)

LARS-WG может включать в генерацию прогнозные изменения, которые ожидаются согласно разным моделям в каждом 20-летии XXI века. Таким образом, с помощью данного генератора, на основе его «обучения» по фактическим данным метеостанций территории, получены прогнозные ряды метеорологических характеристик на период 2070–2090 гг. по 19-ти моделям семейства МОЦАО CMIP-5 для наиболее экстремального сценария SSP5-8.5.

**Результаты и их обсуждение. Оценка современного среднеголетнего ИП** выполнена на основе районирования территории по комплексу метеорологических (климатических), ландшафтных и гидрогеологических факторов, в совокупности определяющих неоднородность условий формирования ИП.

На рассматриваемой территории выделяется 5 климатических зон [Пугач, Кокорева, 2019]

Среднегодовое метеорологические характеристики по метеостанциям территории за период 2006–2021 гг.

Метеостанция	Осадки, мм/год	Температура воздуха, °С			Влажность воздуха, %	Скорость ветра, м/с
		сред	мин	макс		
Херсонес	369	13,96	10,88	17,13	77,3	4,0
Симферополь	507	11,00	6,38	16,39	67,4	2,1
Почтовое	505	12,30	6,87	18,36	70,9	2,0
Ялта	595	14,40	11,45	17,94	68,9	1,8
Ай-Петри	920	7,26	3,98	10,58	72,6	3,7

(рис. 2, а), которые характеризуются многолетними рядами метеорологических характеристик суточного разрешения по метеостанциям, включающим осадки, минимальную, среднюю и максимальную температуру, влажность воздуха и среднюю скорость ветра (таблица).

Различие типа поверхности и растительного покрова характеризуется выделением городских территорий и крупных водохранилищ, площадей с полевой и луговой растительностью, садов и кустарников, лесов.

Для предгорной и равнинной части исследуемой территории на основе обработки цифровой модели рельефа проведено выделение участков склонов северной и южной экспозиции при их крутизне свыше 3–5°, а также подножья этих склонов (рис. 2, б), где, согласно [Гриневский, 2014; Романова, 1977], различия водного и радиационного баланса влияют на формирование инфильтрации.

Районирование территории по типу почвенного покрова проведено на базе почвенной карты Крыма [Половицкий, Гусев, 1987], которая была генерализована путем объединения некоторых однотипных почв, схожих по своим водно-физическим свойствам (рис. 2, в).

Преимущественный состав пород зоны аэрации охарактеризован на основе карты четвертичных образований м-ба 1:1 000 000 [Карта..., 2018], в результате которого выделены следующие типы разреза (рис. 2, з):

- *песчаный* — на участках распространения аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений;

- *супесчаный*, приуроченный к пролювиальным и пролювиально-делювиальным отложениям;

- *суглинистый* — на участках развития элювия и делювия;

- *коренные породы* — на участках развития с поверхности трещиноватых коренных пород, грубообломочного коллювия и деляпсия.

Итогом проведенного районирования явилась картограмма ТЛ территории исследования, исключая область горного питания (рис. 1), на которой выделено 218 ТЛ с различным сочетанием растительного покрова, типа почвы, состава пород зоны аэрации и характеристик рельефа. Для каждого из них, за исключением акваторий водохранилищ

и городских территорий с техногенными условиями инфильтрации построены расчетные модели трансформации осадков на поверхности земли и инфильтрационного водообмена в зоне аэрации.

Разрез зоны аэрации в каждом ТЛ схематизирован тремя слоями, отвечающими почвенным горизонтам: А (дернина), Е-В (иллювиальный горизонт) и С (материнские почвообразующие породы). Параметрическая характеристика почвенных горизонтов типа А и Е-В для выделенных 9-ти типов почв территории (рис. 2, в) проведена на основе данных почвенных разрезов из почвенной базы Harmonized World Soil Database и монографии [Половицкий, Гусев, 1987], а также данных аналогичных типов почв сопредельных территорий из базы данных БД Soil Почвенного института им. В.В. Докучаева. Параметры влагопереноса рассчитаны по данным фактических определений влажности при различных величинах всасывающего давления, а при их отсутствии — на основе педотрансферных функций их связи с гранулометрическим составом и плотностью сухого грунта с использованием программного кода Rosetta [Schaap, et al., 2001].

Параметры влагопереноса подстилающих материнских пород зоны аэрации, согласно проведенному районированию (рис. 2, з), приняты по типовым значениям базы данных Rosetta для песчаных (loamy sand), супесчаных (sandy loam) и суглинистых (loam) пород, а для трещиноватых коренных пород — по литературным данным [Lu, Kwicklis, 2012].

С использованием описанного выше параметрического обеспечения расчетных моделей для всех 218-ти ТЛ проведено моделирование формирования инфильтрационного питания подземных вод при помощи программных кодов SurfBal [Гриневский, Поздняков, 2010; Pozdniakov, et al., 2015] и HYDRUS 1D [Šimůnek, et al., 2009]. На первом этапе с помощью программы SurfBal рассчитывались суточные объемы впитывания влаги в почву с учетом процессов стокообразования, снегонакопления и снеготаяния, параметры которых калибровались на основе сопоставления расчетной внутрigoдовой динамики высоты снежного покрова с фактическими данными (рис. 3).

На втором этапе моделирования поступающая в почву влага, а также суточные величины потенциальной эвапотранспирации, рассчитанные в SurfBal,

задавались на верхней границе модели влагопереноса в зоне аэрации. При этом на нижней границе расчетного профиля зоны аэрации задавалось условие гравитационного стекания влаги, расход которого характеризует ИП при глубоком залегании УГВ. Среднегодовые величины ИП для каждого ТЛ далее получены осреднением его модельных суточных значений за расчетный период. Проведенная оценка показала существенную неоднородность среднегодового ИП на изучаемой территории, величины которого на разных ТЛ варьируют от долей мм/год до 80 мм/год (рис. 4).

Построение карты среднегодового ИП проведено на основе присвоения выделенным ТЛ соответствующих значений, полученных по результатам моделирования. Генерализация пространственной неоднородности инфильтрации с дискретностью 10–20 мм/год проведена на основе объединения ТЛ в зоны, которые характеризуются средневзвешенными по площади значениями (рис. 5). При этом суммарный расход ИП подземных вод на равнинной части рассматриваемой территории составил 83,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут при среднем значении 12,7 мм/год. Верификация полученной карты среднегодового ИП проведена на основе геофильтрационного моделирования формирования подземного и речного стока территории [Samartsev, et al., 2024].

**Прогнозная оценка инфильтрационного питания** выполнена по результатам аналогичного моделирования его формирования на ТЛ на основе прогнозных рядов метеорологических характеристик, полученных с использованием LARS-WG 6.0 [Semenov, Stratonovitch, 2015] по 19-ти глобальным моделям МОЦАО из семейства CMIP5 [Taylor, et al., 2015] при экстремальном сценарии SSP5-8.5. Все 19 моделей показывают существенно различные изменения среднегодовых осадков и температуры воздуха на конец XXI века по сравнению с современными условиями (рис. 6). При этом, если прогнозный рост температуры воздуха различается только величиной, то среднегодовые осадки в разных моделях имеют разнонаправленные изменения.

Для дальнейшего анализа проведено моделирование формирования ИП на наиболее распространенном ТЛ исследуемой территории (рис. 4) по всем моделям, исключая сценарий CNRM-CM5, показывающий существенный прогнозный рост осадков и резко отличающийся от остального ансамбля (рис. 6). Результаты показали, что прогнозные изменения среднегодового ИП хорошо коррелируют с изменением расчетного общего индекса увлажнения территории I, представляющего собой отношение среднегодовых годовых сумм осадков к потенциальной эвапотранспирации (рис. 7). При этом, согласно всем моделям (за исключением CNRM-CM5) на рассматриваемой территории прогнозируются более засушливые условия, характеризующиеся уменьшением расчетного индекса увлажнения I, и, как следствие, сокращение ИП.

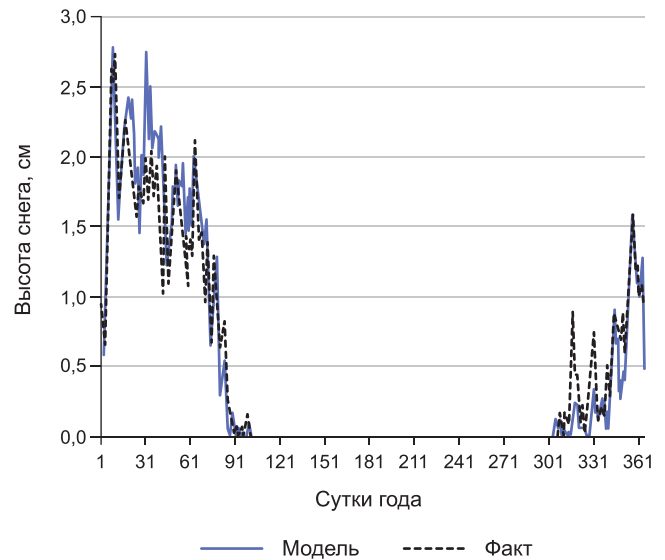


Рис. 3. Сопоставление модельной и фактической среднегодовой динамики высоты снежного покрова на примере метеостанции г. Симферополь

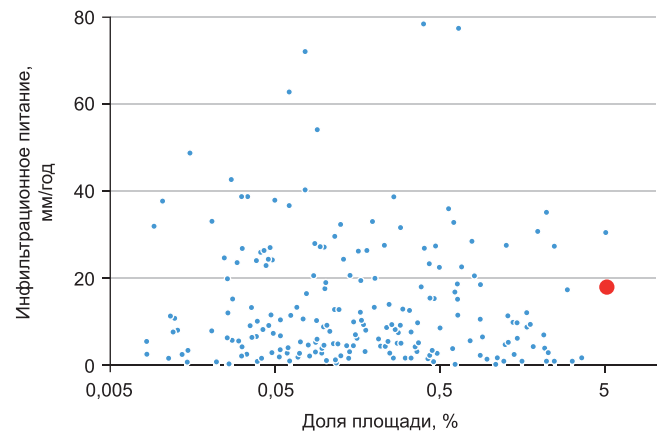


Рис. 4. Распределение среднегодового инфильтрационного питания на различных типовых ландшафтах в зависимости от их относительной площади

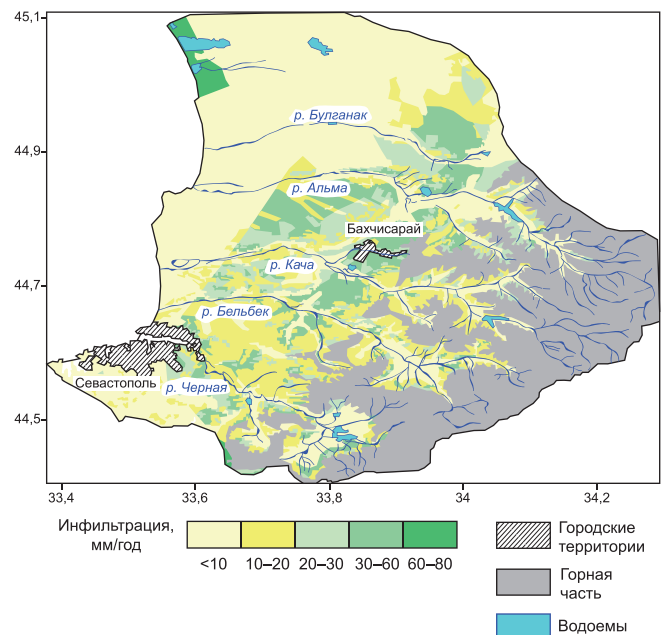


Рис. 5. Карта современного среднегодового инфильтрационного питания равнинной части юго-западного Крыма

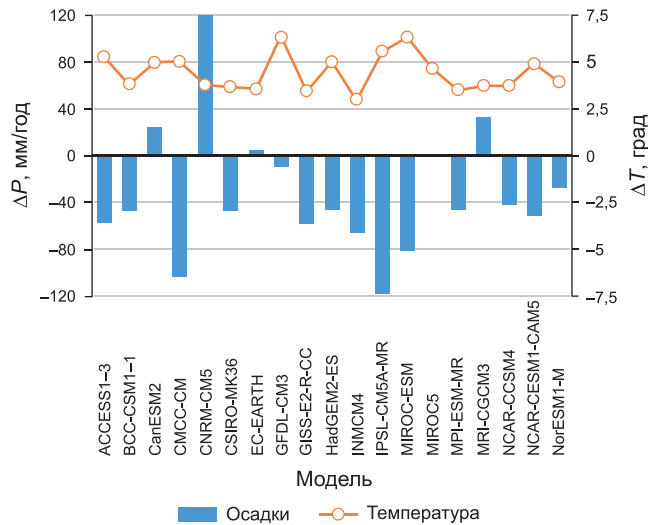


Рис. 6. Прогнозные изменения среднегогодовых значений годовых сумм осадков ( $\Delta P$ ) и температуры воздуха ( $\Delta T$ ) по 19 климатическим моделям

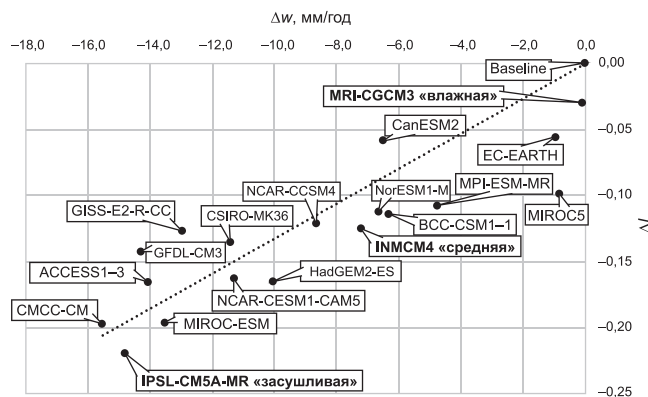


Рис. 7. Связь изменения среднегогодового инфильтрационного питания  $\Delta w$  с изменением индекса увлажнения  $\Delta I$  для ансамбля климатических моделей семейства CMIP5 сценария SSP5-8.5

Полученная зависимость позволила выбрать для дальнейшего анализа три различных климатических модели, наиболее контрастные по сравнению с существующими условиями (Baseline): «засушливую» (IPSL-CM5A-MR) и «влажную» (MRI-CGCM3), а также «среднюю» (INMCM4) (рис. 7).

На их основе проведено моделирование инфильтрации для всей рассматриваемой территории и построены соответствующие прогнозные карты среднегогодового ИП, согласно методике, рассмотренной выше. Результаты показали, что, несмотря на прогнозируемое уменьшение общего индекса увлажнения, климатические изменения суммарного среднегогодового ИП на рассматриваемой территории к концу XXI в. имеют разнонаправленные тенденции: согласно «засушливому» и «среднему» климатическим сценариям произойдет сокращение ИП на 68% и 19% соответственно, а при «влажном» сценарии в среднем ожидается некоторое увеличение ИП — на 13% по сравнению с современными условиями.

При этом, если в «засушливом» климатическом сценарии на всех ландшафтах проявляется одина-

ковая тенденция к сокращению ИП, то при «влажном» сценарии, в зависимости от ландшафтных условий, направленность прогнозных изменений ИП различна и, несмотря на его незначительное увеличение на территории в целом, на некоторых ТЛ оно сокращается (рис. 8). Это доказывает существенное влияние неоднородности ландшафтных условий, почвенного покрова и пород зоны аэрации на климатические преобразования процессов формирования ИП. Анализ вариаций прогнозных изменений среднегогодового ИП на разных ТЛ показывает, что в «засушливом» сценарии максимальное сокращение ИП происходит на лесном ландшафте и при песчаном составе пород зоны аэрации (рис. 8, а, ж). В то же время при «влажном» климатическом сценарии существенно большее увеличение питания происходит на склонах южной экспозиции (рис. 8, з), а также на черноземно-карбонатных почвах (рис. 8, е) и при песчаном и супесчаном составе пород зоны аэрации (рис. 8, з). При этом выявленные тенденции ландшафтной неоднородности прогнозных изменений ИП требуют детального анализа климатических преобразований всех составляющих водного баланса на поверхности земли и в зоне аэрации на разных ТЛ, что является предметом дальнейших исследований.

**Выводы и заключение.** На равнинной территории юго-западного Крыма различия ландшафтных и почвенных условий обуславливают существенную неоднородность среднегогодового ИП — от долей мм/год до 80 мм/год. Его среднее значение в границах равнинной части ААБ составляет 12,7 мм/год, что обеспечивает среднегогодовой расход инфильтрационного восполнения подземных вод 83,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

Анализ 19-ти прогнозных климатических моделей семейства МОЦАО CMIP-5 при экстремальном сценарии потепления на конец XXI века SSP5-8.5 показал существенно различные ожидаемые изменения среднегогодовых осадков и температуры воздуха при общем тренде уменьшения коэффициента увлажнения по сравнению с современными условиями. Однако, проведенное геогеологическое моделирование формирования ИП на основе трех контрастных прогнозных моделей показывает, что даже при одном и том же климатическом сценарии потепления SSP5-8.5, изменение среднегогодового ИП существенно различается и имеет разнонаправленные тенденции: согласно «засушливому» и «среднему» климатическим сценариям произойдет сокращение ИП на 68% и 19% соответственно, а при «влажном» сценарии ожидается некоторое увеличение ИП — на 13% по сравнению с современными условиями. При этом существенно проявляется ландшафтная неоднородность климатических изменений процессов формирования ИП, и даже при одном климатическом сценарии прогнозируемое изменение среднегогодового ИП в зависимости от ландшафтных условий, типа почвы и пород зоны

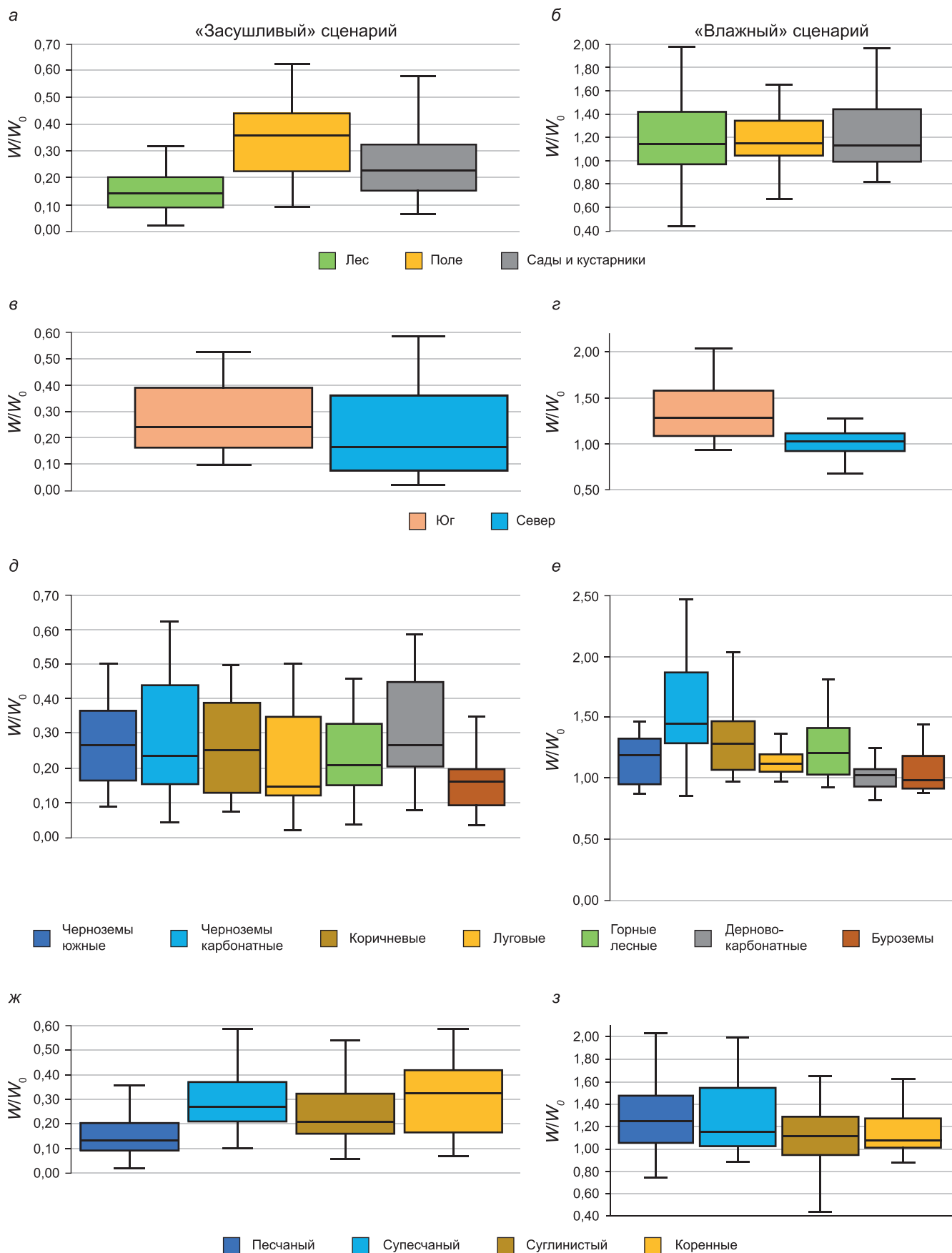


Рис. 8. Вариации прогнозных относительных изменений инфильтрационного питания ( $W/W_0$ ) при «засушливом» и «влажном» климатических сценариях в зависимости от типа растительности (а, б), экспозиции склона (в, г), типа почвы (д, е) и состава пород зоны аэрации (ж, з)

аэрации может иметь не только различный масштаб, но и разную направленность.

Экстремально «засушливый» прогнозный климатический сценарий заслуживает особого внимания, поскольку более чем двукратное сокращение инфильтрационного восполнения запасов подземных вод

может существенно повлиять на работу прибрежных водозаборов, вызывая формирование интрузии морских вод, что требует дальнейшего анализа на основе прогнозного гидрогеодинамического моделирования.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 24-17-00102.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богуцкая Е.М., Косицкий А.Г., Айбулатов Д.Н., Гречушников М.Г. Средний многолетний сток рек юго-западной части Крымского полуострова // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2020. № 2. С. 37–51.

Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Самохин Г.В. Основные проблемы гидрогеологии карста Крымского полуострова // Водн. ресурсы. 2022. Т. 49, № 4. С. 437–447.

Гринеvский С.О. Влияние рельефа на формирование инфильтрационного питания подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 1. С. 54–60.

Гринеvский С.О., Поздняков С.П. Принципы региональной оценки инфильтрационного питания подземных вод на основе геогидрологических моделей // Водн. ресурсы. 2010. Т. 37, № 5. С. 543–557.

Карта четвертичных образований L36 (Симферополь). Лист K36 Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 1 000 000. ГУП Крымгеология, 2018.

Каюкова Е.П., Юровский Ю.Г. Водные ресурсы Крыма // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2016. № 1. С. 25–32.

Половицкий И.Я., Гусев П.Г. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.

Приблуда В.Д., Коджаспиров А.А., Дублянский В.Н. Баланс подземных вод юго-западной части Горного Крыма // Геологический журнал. 1979. Т. 39, № 2. С. 38–46.

Пугач Л.С., Кокорева С.В. Создание комплектов гидрогеологических и инженерно-геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 по группе листов территории Российской Федерации в 2017–2019 гг. ФГБУ «Гидроспецгеология», 2019.

Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 280 с.

Grinevskiy S.O., Pozdniakov S.P., Dedulina E.A. Regional-scale model analysis of climate changes impact on the water

budget of the critical zone and groundwater recharge in the European part of Russia // Water. 2021. N 13. P. 1–19.

Lu Z., Kwicklis E. Numerical Evaluation of Effective Unsaturated Hydraulic Properties of Fractured Rocks using a Stochastic Continuum Approach // Vadose Zone Journal. 2012. DOI: 10.2136/vzj2011.0164

Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment // Nature. 2010. Vol. 463. P. 747–756.

Pozdniakov S.P., Vasilevskiy P.Y., Grinevskiy S.O. Estimation of groundwater recharge by flow in vadose zone simulation at the watershed with different landscapes and soil profiles // Engineer. Geol. and Hydrogeol. Bulgarian academy of Sciences. 2015. N 29. P. 47–58.

Samartsev V.N., Chiganov I.A., Grinevskii S.O. et al. Assessing the effect of climate change in the 21<sup>st</sup> century on groundwater balance in the southwestern Crimea // Water Resources. 2024. Vol. 51, no. 6. P. 938–950.

Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.Th. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions // J. Hydrology. 2001. Vol. 251. P. 163–176.

Semenov M.A., Stratonovitch P. Adapting wheat ideotypes for climate change: accounting for uncertainties in CMIP5 climate projections // Climate Research, 2015. Vol. 65. P. 123–139.

Šimůnek J., Šejna M., Saito H., et al. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Ver. 4.08 // Prepr. Depart. of Environ. Sci. University of California Riverside. California, Riverside, 2009. 296 p.

Taylor K., Stouffer R., Meehl G. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2015. N 93. P. 485–498.

Статья поступила в редакцию 04.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 553.98, 551.82

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-35-46

## ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА НЕОДНОРОДНОСТЬ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ БОТУОБИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕБОТУОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Дарья Олеговна Смирнова<sup>1</sup>, Роман Сергеевич Сауткин<sup>2</sup>✉, Михаил Евгеньевич Воронин<sup>3</sup>, Виталия Валерьевна Чупахина<sup>4</sup>, Алина Владимировна Мордасова<sup>5</sup>, Артем Александрович Верещагин<sup>6</sup>, Евгений Сергеевич Исаев<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; d.smirnova@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/328065500>, <https://orcid.org/0000-0003-1971-9317>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; r.sautkin@oilmsu.ru ✉, <https://istina.msu.ru/workers/1070293>, <https://orcid.org/0000-0001-5503-9680>

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.voronin@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/331411243>, <https://orcid.org/0000-0003-0486-8678>

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v.chupakhina@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/23134184>, <https://orcid.org/0009-0007-4826-1647>

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.mordasova@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/5091939>, <https://orcid.org/0000-0003-2472-3652>

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a.vereshchagin@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/742817520>, <https://orcid.org/0009-0004-6117-5944>

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; e.isaev@oilmsu.ru, <https://istina.msu.ru/workers/354726101>, <https://orcid.org/0009-0005-1208-6512>

**Аннотация.** Прогноз нефтегазоносности продуктивных горизонтов Сибирской платформы ввиду длительности и сложности ее геологического развития сопряжен не только с выявлением наиболее благоприятных обстановок осадконакопления и анализом влияния первичных факторов на фильтрационно-емкостные свойства пород, но и в значительной степени с поиском сохранившихся участков коллекторов, наименее затронутых последующими преобразованиями. В работе на примере ботубинского горизонта юго-восточной части Среднеботубинского месторождения показано, что первоначально высокие фильтрационно-емкостные свойства, обусловленные формированием отложений в условиях активной гидродинамики берегового склона и песчаной литорали, были изменены вторичными процессами. Методами петрографического анализа, растровой электронной микроскопии, гранулометрии и петрофизических исследований установлено, что наиболее существенное ухудшение коллекторских свойств связано с процессами засоления, регенерации кварца, а также доломитизации, которые наиболее проявились в перспективных крупнозернистых и хорошо сортированных разностях пород. Результаты исследования позволяют выделить зоны, где влияние деструктивных постседиментационных процессов было минимальным, и уточнить критерии прогноза высокопродуктивных коллекторов в сложноустроенных резервуарах древних платформ.

**Ключевые слова:** ботубинский горизонт, Среднеботубинское месторождение, фильтрационно-емкостные свойства, постседиментационные процессы, прогноз коллекторов

**Для цитирования:** Смирнова Д.О., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Чупахина В.В., Мордасова А.В., Верещагин А.А., Исаев Е.С. Влияние условий осадконакопления и постседиментационных процессов на неоднородность фильтрационно-емкостных свойств ботубинского горизонта юго-восточной части Среднеботубинского месторождения (Восточная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 35–46.

## THE INFLUENCE OF SEDIMENTATION CONDITIONS AND POSTSEDIMENTATION PROCESSES ON THE HETEROGENEITY OF THE FILTRATION-CAPACITIVE PROPERTIES OF THE BOTUOBINSKY HORIZON OF THE SOUTHEASTERN PART OF THE SREDNEBOTUOBINSKOYE FIELD (EASTERN SIBERIA)

Daria O. Smirnova<sup>1</sup>, Roman S. Sautkin<sup>2</sup>✉, Mikhail E. Voronin<sup>3</sup>, Vitaliya V. Chupakhina<sup>4</sup>, Alina V. Mordasova<sup>5</sup>, Artem A. Vereshchagin<sup>6</sup>, Evgeniy S. Isaev<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; d.smirnova@oilmsu.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; r.sautkin@oilmsu.ru ✉

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.voronin@oilmsu.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; v.chupakhina@oilmsu.ru

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.mordasova@oilmsu.ru

<sup>6</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a.vereshchagin@oilmsu.ru

<sup>7</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; e.isaev@oilmsu.ru

**Abstract.** Forecasting the oil and gas potential of the Siberian Platform's productive horizons is challenging due to its long and complex geologic evolution. This task requires not only identifying the most favorable depositional settings and analyzing how primary factors influence rock porosity and permeability but also, crucially, finding preserved reservoir sections that have undergone minimal post-depositional alteration. This study examines the Botuobinsky Horizon of the Srednebotuobinskoye field, demonstrating that initial high reservoir properties—formed under active hydrodynamics of coastal slope and sandy littoral environments—were significantly altered by secondary processes. Integrated petrographic, SEM, granulometric, and petrophysical analyses reveal that the most substantial degradation resulted from salinization, quartz regeneration, and dolomitization, particularly affecting coarse-grained and well-sorted lithologies. The findings enable identification of zones with minimal postsedimentary alteration and refine predictive criteria for high-quality reservoirs within complex ancient platform sequences.

**Keywords:** Botuobinsky horizon, Srednebotuobinskoye field, reservoir properties, postsedimentation processes, reservoir forecast

**For citation:** Smirnova D.O., Sautkin R.S., Voronin M.E., Chupakhina V.V., Mordasova A.V., Vereshchagin A.A., Isaev E.S. The influence of sedimentation conditions and postsedimentation processes on the heterogeneity of the filtration-capacitive properties of the Botuobinsky horizon in the southeastern part of the Srednebotuobinskoye field (Eastern Siberia). *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 35–46. (In Russ.).

**Введение.** Фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) горных пород формируются в результате сложного комплекса процессов, начинающихся с осадконакопления и заканчивающихся постседиментационными преобразованиями [Керкис, 1975]. Условия осадконакопления определяют структурно-текстурные, вещественные характеристики пород, формирующие первичную структуру пустотного пространства. В дальнейшем ее изменение может происходить как в сторону улучшения за счет выщелачивания, перекристаллизации и развития трещиноватости, так и в сторону ухудшения вследствие цементации, миграции углеводородных флюидов и флюидов по разломам, а также иных вторичных минеральных преобразований, которые приводят к уменьшению пористости и проницаемости.

ФЕС ботуобинского горизонта, относящегося к нижнебюкской подските верхнего венда и сложенного преимущественно кварцевыми песчаниками разной зернистости с незначительной примесью алевролитов, аргиллитов, отличаются большим разбросом значений [Мельников, 2018]. Так, в пределах юго-восточной части Среднеботуобинского месторождения (рис. 1) коэффициент открытой пористости пород изменяется от 0,5 до 22 %, а проницаемость — от 0,01 до 2500 мД.

Ввиду продуктивности ботуобинского горизонта на более чем 10 месторождений Непско-Ботуобинской антеклизы изучению ФЕС горизонта и влияющих на них факторам посвящено большое количество исследований. Так, согласно Вараксиной с соавторами [2010, 2012], изучавшим ботуобинский горизонт в пределах Среднеботуобинского месторождения, ФЕС горизонта контролируются преимущественно составом обломочной части и типом цемента, а не первичными структурно-текстурными параметрами (размером зерен, степенью их сортировки). Наилучшие коллекторы связаны

с зонами повышенного содержания полевых шпатов (>10 %) и минимальным развитием регенерационного кварцевого и карбонатного цемента (≤5 %). При этом авторами отмечается, что засоление не является ключевым фактором, влияющим на ФЕС, ведь содержание галита в породах не превышает 1–2 %. В то же время, Нигаматов с соавторами [2019], изучая ботуобинский горизонт на Чаяндинском месторождении, определили, что основным фактором, ухудшающим ФЕС горизонта, является наличие солей в поровом пространстве пород, распространение солей контролируется тектоническими нарушениями, которые позволяют локализовать зоны с ухудшенными ФЕС. Наличие отличных друг от друга выводов по одним и тем же отложениям, может указывать как на локальную вариабельность процессов, связанную с особенностями истории развития разных территорий, так и на то, что могут существовать иные факторы, определяющие ФЕС ботуобинского горизонта.

Целью данной работы является оценка влияния условий осадконакопления и постседиментационных процессов (включая переформирование залежи) на неоднородность фильтрационно-емкостных свойств ботуобинского горизонта юго-восточной части Среднеботуобинского месторождения. Для чего были реконструированы условия осадконакопления и выделены зоны развития коллекторов с первично лучшими ФЕС. Произведена оценка характера, интенсивности и пространственного распространения основных постседиментационных процессов (засоления, регенерации кварца, карбонатизации) и их влияние на ФЕС. А также изучено влияние переформирования залежи на особенности проявления вторичных процессов и ухудшение ФЕС.

**Методы исследования и данные.** Для определения интервалов и зон развития первичных лучших коллекторов ранее [Смирнова и др., 2025] была про-

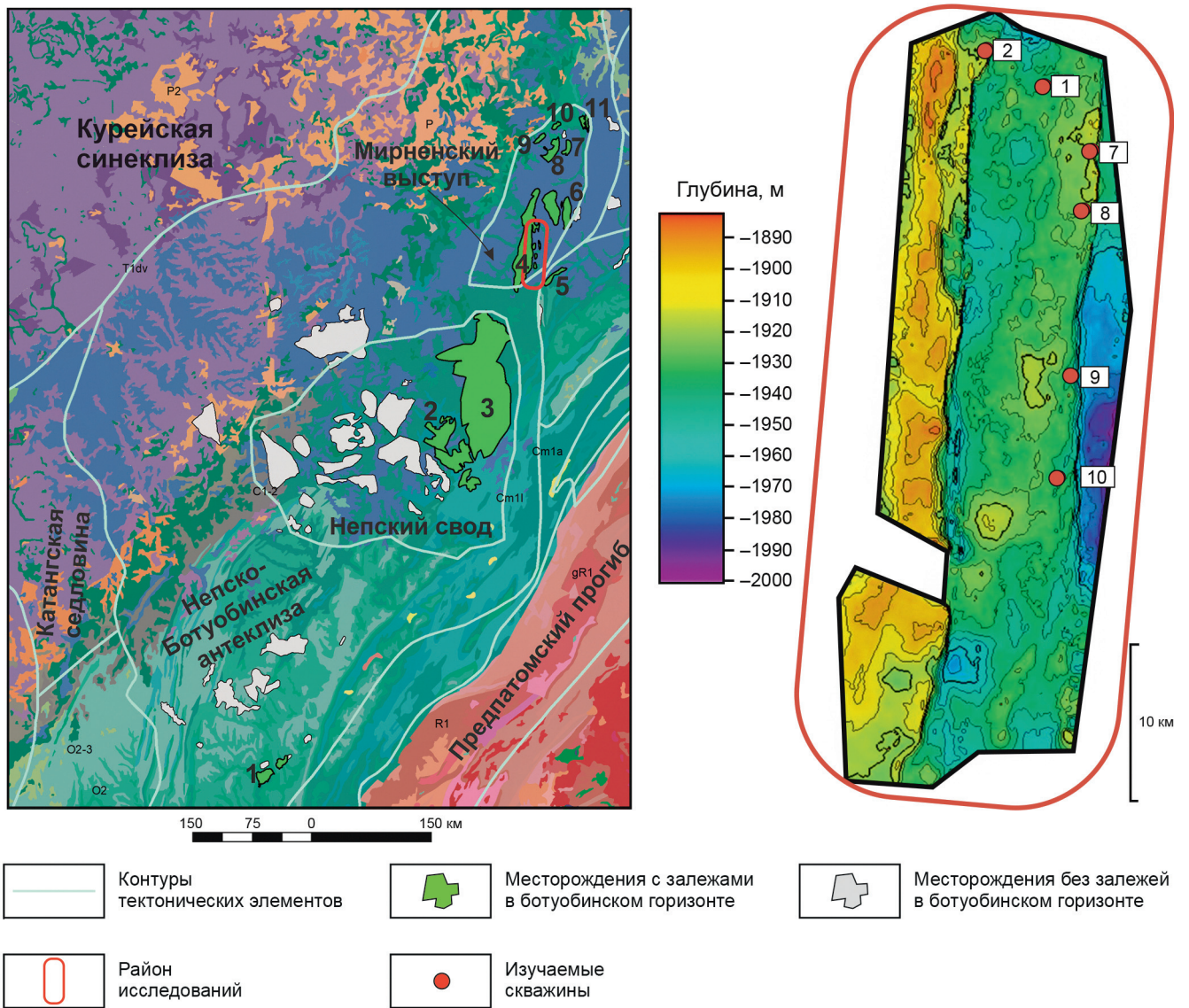


Рис. 1. Структурная карта по кровле ботубинского горизонта в пределах района исследования с положением изучаемых скважин и геологическая карта [Геологическая..., 2004 с изменениями] с выделенными месторождениями, в пределах которых ботубинский горизонт является продуктивным: 1 — Марковское, 2 — Талаканское, 3 — Чайандинское, 4 — Среднеботубинское, 5 — Хотого-Мурбайское, 6 — Тас-Юряхское, 7 — Нелбинское, 8 — Мирнинское, 9 — Мачобинское, 10 — Иреляхское, 11 — Станяхское

ведена реконструкция условий осадконакопления, выделены циклиты, характеризующиеся последовательной сменой фаций и структурно-текстурными особенностями, соответствующими последним. В настоящем исследовании для определения влияния на ФЕС ботубинского горизонта первичных структурно-вещественных характеристик был проведен гранулометрический анализ пород, изучены шлифы в проходящем свете, образцы в растровом электронном микроскопе (РЭМ). Полученные данные в комплексе с ранее проведенным литолого-фаціальным анализом и анализом открытой пористости и проницаемости на образцах после последовательной экстракции и обессоливания позволили выделить интервалы и зоны развития изначально лучших коллекторов.

Для учета влияния постседиментационных процессов на ФЕС ботубинского горизонта в шлифах и образцах в РЭМ был определен состав и тип

цемента, отмечены особенности проявления засоления, регенерации кварца, доломитизации, ангидритизации. Далее выполнялась количественная оценка влияния вторичных процессов на фильтрационно-емкостные свойства путем сравнения измерений открытой пористости и проницаемости на трех группах образцов: до экстракции, после экстракции битумоидов органическими растворителями, а также после последовательной экстракции и обессоливания. Дополнительно анализировались долевое участие поровых каналов в фильтрации и объем поровых каналов в зависимости от размера пор по разным группам пород, в которых вторичные процессы проявились определенным образом.

Чтобы учесть влияние тектонического фактора на ФЕС были использованы структурные карты ботубинского горизонта, построенные по материалам 3D-сейсморазведки, на которых были выделены ос-

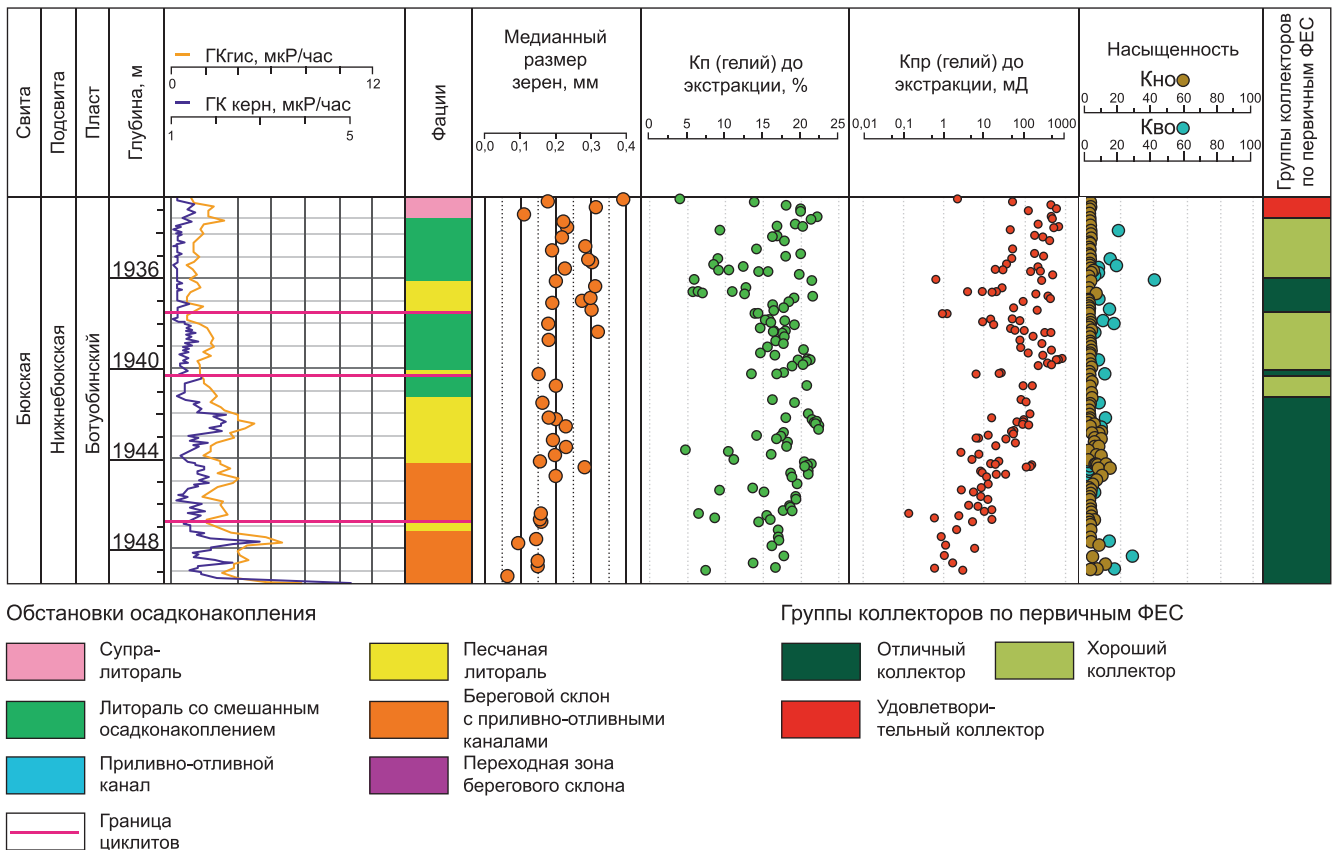


Рис. 2. Пример характера изменения пористости, проницаемости, гранулометрического состава, фаций и групп коллекторов по первичным ФЕС по одной из скважин Среднеботубинского месторождения

новые разломы в пределах изучаемой территории. Для учета влияния фактора переформирования залежей на ФЕС ботубинского горизонта отмечались особенности распространения битумов в шлифах и керне, замеры коэффициента остаточной нефтенасыщенности, информация о притоках в скважинах, кроме того, была использована принципиальная модель формирования ботубинской залежи Среднеботубинского месторождения [Сауткин и др., 2025], построение которой проводилось путем палеоструктурных реконструкций.

В основу исследования лег керновый материал из 6 скважин юго-восточной части Среднеботубинского месторождения, а также фотографии, литологическое описание, петрографические шлифы, результаты петрофизических исследований, гранулометрического и рентгенофазового анализа (РСА), рентгенофлуоресцентной спектрометрии (РФА) и РЭМ по образцам из скважин и результаты интерпретации 3D-сейморазведки.

**Результаты исследования. Выделение интервалов с первично лучшими ФЕС и седиментационный контроль ФЕС в настоящее время.** Отложения ботубинского горизонта формировались в прибрежно-морских условиях побережья приливно-отливного типа, на что указывают наличие в породах косослоистых текстур разной ориентировки, текстуры оползания, пятна синседиментационного ангидрита, характерного для фаций супралитерали [Жемчугова, 2014].

В пределах юго-восточной части Среднеботубинского месторождения было выделено шесть литофаний, которые вверх как по разрезу, так и в пределах циклов отражают последовательное изменение обстановок осадконакопления от наиболее глубоководных к мелководным — от переходной зоны берегового склона к супралитерали (рис. 2).

Отложения фации переходной зоны берегового склона представлены тонко-мелкозернистыми песчаниками алевритистыми часто с глинистыми прослоями. Средний размер зерен этой фации 0,15–0,21 мм, но ввиду преобладания тонкослоистой, градационной и конволютной текстур в отложениях породы переходной зоны берегового склона крайне неоднородны (рис. 3). Отложения фации берегового склона сложены крупно-среднезернистыми песчаниками с косой однонаправленной или горизонтальной текстурами. Их отличает хорошая сортировка и в целом хорошая окатанность зерен. Медианный размер зерен этой фации 0,15–0,33 мм. Породы фации песчаной литерали отличаются разнозернистостью, но в общем преобладают средне-мелкозернистые разности, часто с примесью алевритового материала. Характерным признаком этой фации является косая разнонаправленная слоистость. Медианный диаметр зерен этой фации 0,18–0,35 мм, сортировка отложений средняя. Породы фации литерали со смешанным осадконакоплением представлены крупно-среднезернистыми песчаниками часто с при-

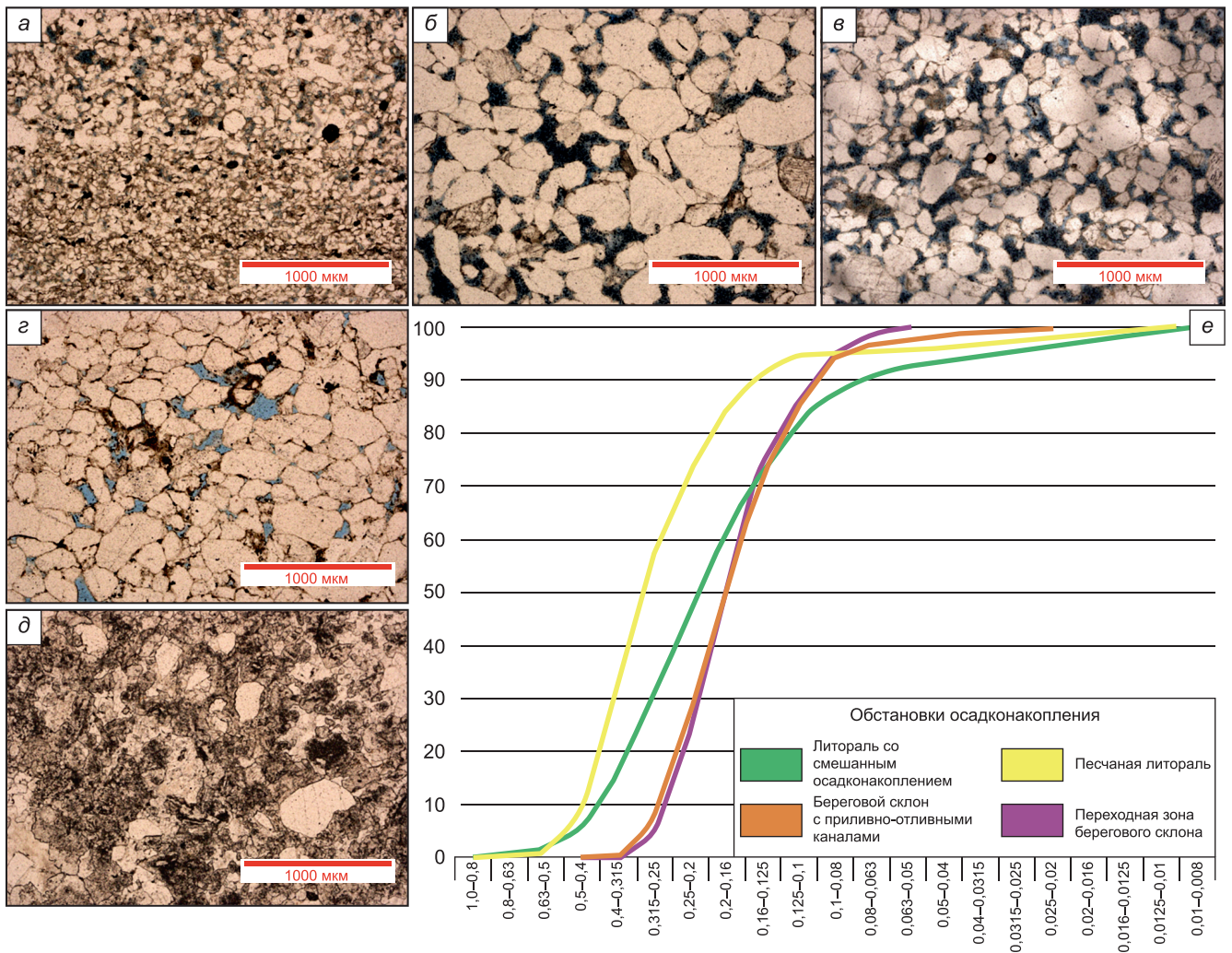


Рис. 3. Характерные шлифы (а-д) и кумулятивные кривые (е) литофаций ботубинского горизонта. а — переходной зоны берегового склона (ПБС), б — берегового склона (БС), в — песчаной литорали (ПЛ), г — литорали со смешанным осадконакоплением (ЛСО), д — супралиторали (СП)пп коллекторов по первичным ФЕС по одной из скважин Среднеботубинского месторождения

месью алевритового вещества, их отличает плохая сортировка зерен и наличие глинистых прослоев. Медианный размер зерен — 0,19–0,33 мм. Супралиторальные отложения характеризуются в целом плохой сортировкой материала, алевро-гравийно-песчаным составом и наличием ангидритовых стяжений, свидетельствующих об аридных условиях седиментации. Супралиторальные отложения распространены преимущественно в кровле ботубинского горизонта. Отложения приливо-отливных каналов могут нарушать общую последовательность фаций, они представлены мелко-среднезернистыми песчаниками с массивной, горизонтально-слоистой текстурой, а также крупной косой текстурой, часто в основании фации наблюдаются эрозионные врезы и обломки нижележащих пород.

Данная литофациальная последовательность отражает в среднем увеличение размерности зерен от наиболее глубоководных к мелководным фациям, что может быть объяснено как близостью суши, так и не самой активной гидродинамикой среды, в которой формировались отложения супралито-

рала, литорали со смешанным осадконакоплением и песчаной литорали. Наиболее сортированные отложения формировались в условиях берегового склона, а также переходной зоны берегового склона и приливо-отливных каналов — в обстановках с активной гидродинамикой среды. Однако отложения последних двух фаций нельзя назвать достаточно однородными. Так по приливо-отливным каналам мог поступать как крупнозернистый материал, разносимый сильными и мощными потоками с близлежащей суши, так и мелкозернистый материал, поступавший во время трансгрессии береговой линии и действия слабых потоков. Аналогичная история с разным характером поступающего материала может быть характерна и для отложений берегового склона.

Под первичными ФЕС в данной работе понимаются фильтрационно-емкостные свойства, которые сформировались исключительно под влиянием седиментационных факторов (гранулометрический состав, сортировка, окатанность зерен, первичная структура порового пространства) до начала существенных постседиментационных преобразований.

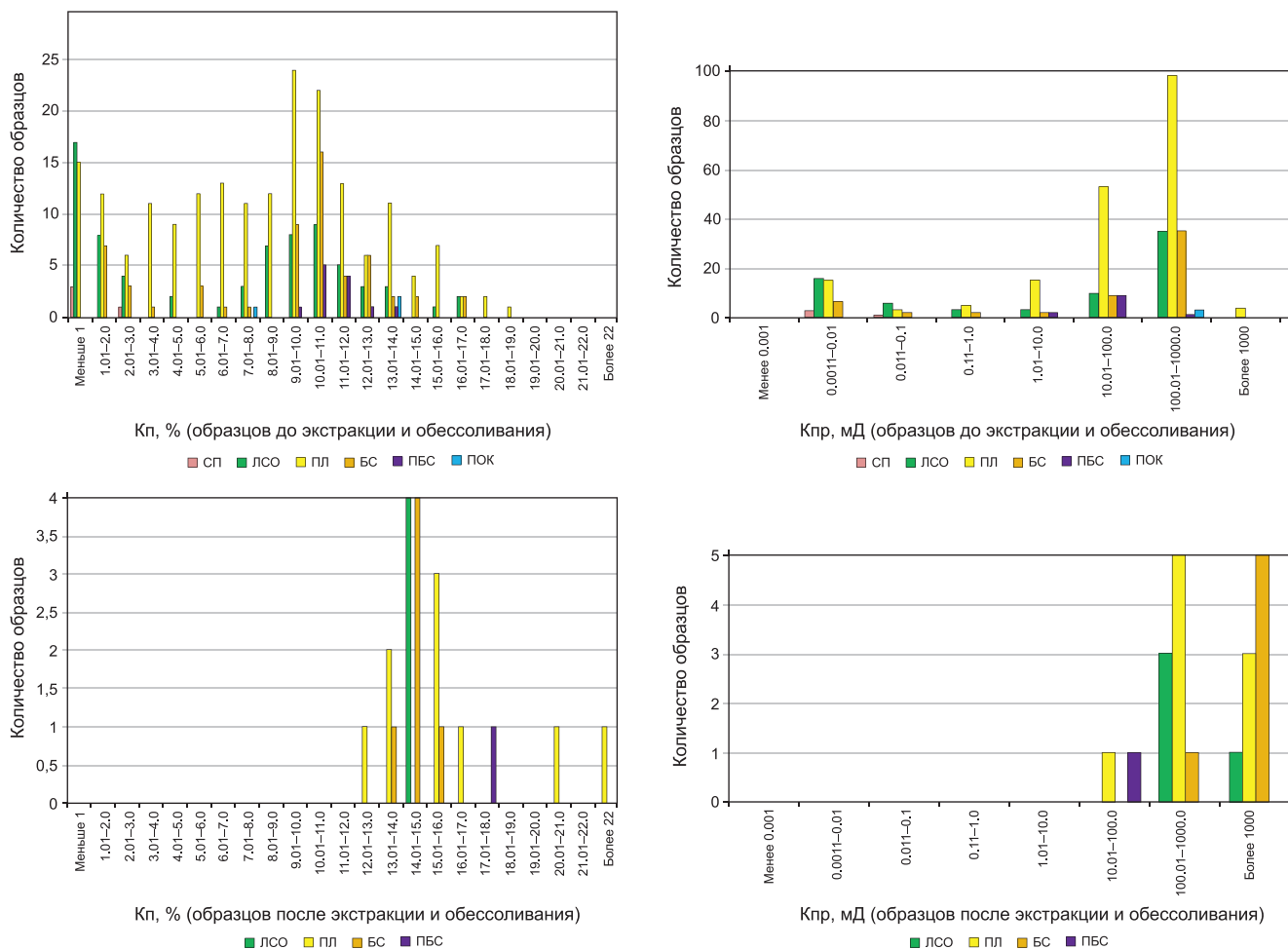


Рис. 4. Графики распределения значений коэффициента открытой пористости (слева) и коэффициента проницаемости (справа) на образцах до экстракции и обессоливания (сверху) и на образцах после экстракции и обессоливания (снизу)

На основе комплексного анализа были выделены предполагаемые группы коллекторов, обладающие различными первичными ФЕС (рис. 2):

- отличные коллекторы, которым соответствуют хорошо сортированные среднезернистые отложения берегового склона и песчаной литорали;

- хорошие коллекторы, которым отвечают среднесортированные песчаники с примесью алевритистого вещества фаций переходной зоны берегового склона, приливно-отливных каналов и литорали со смешанным осадконакоплением;

- удовлетворительные коллекторы, которые представлены плохо сортированными алевро-гравийно-песчаные отложениями супралиторали.

Исходя из этой логики, лучшие ФЕС в пределах ботубинского горизонта должны быть характерны для нижней и средней частей разреза.

В настоящее время лучшие ФЕС ботубинского горизонта наблюдаются только в его средней части (рис. 2). Проницаемость в среднем увеличивается вверх по разрезу, так же как и растет медианный размер зерен. Характер же изменения пористости намного сложнее — ее минимальные значения находятся в подошве и кровле горизонта, а максимум приходится на среднюю часть разреза, впрочем даже

в ее пределах наблюдаются локальные минимумы, которые могут как отвечать границам циклов, например, на глубине 1937,5, 1946,8, так и наблюдаться вне границ в пределах интервалов единых фаций — 1943,7 м (рис. 2).

Что касается фаций, то сейчас в среднем лучшие ФЕС характерны для отложений песчаной литорали, берегового склона и литорали со смешанным осадконакоплением (рис. 4). При этом для всех них по образцам до экстракции и обессоливания характерно бимодальное или пилообразное распределение с максимумами концентрации образцов в зонах значений пористости 4% и менее, а также 9–14%, и проницаемости — 0,001–0,01 м Д и 100–1000 мД. При этом большее количество образцов пород, формировавшихся в условиях литорали со смешанным осадконакоплением, приурочено к минимальным значениям, а песчаной литорали и берегового склона — к более высоким. После экстракции и обессоливания ФЕС пород улучшаются — в среднем коэффициент открытой пористости составляет 13–16%, а проницаемость увеличивается вплоть до значений более 1000 мД. Исходя из этого можно сделать вывод, что даже в настоящее время ФЕС отложений берегового склона и песчаной литорали являются одними

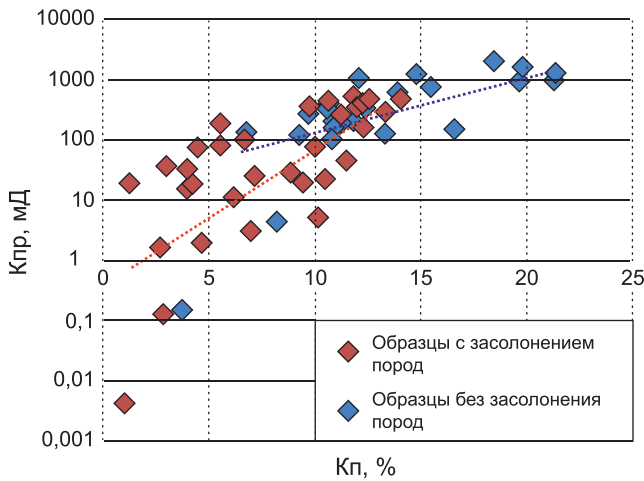


Рис. 5. График зависимости коэффициента проницаемости от коэффициента открытой пористости для образцов ботубобинского горизонта с проявленным засолением и без него. Образцы с засолением характеризуются в целом более плохими ФЕС относительно образцов без засоления

из лучших, но также они оказываются таковыми и для отложений литорали со смешанным осадконакоплением. Проблемой прогноза ФЕС на основании первичного структурно-текстурного и глобально седиментационного факторов является развитие в пределах ботубобинского горизонта разнообразных вторичных процессов, ухудшающих ФЕС.

**Вторичные процессы в пределах ботубобинского горизонта и их влияние на ФЕС.** В пределах юго-восточной части Среднеботубобинского месторождения наиболее распространены вторичные процессы засоления, регенерации кварца, карбонатизации (кальцитизации и доломитизации), растворения и преобразования полевых шпатов.

Как уже ранее было отмечено, влияние на ФЕС ботубобинского горизонта засоления оценивается по-разному: от признания засоления основным фактором, ухудшающим ФЕС пород [Нигаматов и др., 2019], до отрицания влияния на ФЕС солей ввиду их малого содержания в породах [Вараксина и др., 2010, 2012]. Как показали наши исследования, в пределах юго-восточной части Среднеботубобинского месторождения засоление является одним из основных факторов, который привел к ухудшению значений пористости и проницаемости (рис. 5). Образцы с галитом имеют открытую пористость 1–14% с преобладанием значений ниже 10%, в то время как в образцах без галита пористость составляет 10–22%. Проницаемость образцов с проявленным засолением также ниже, чем в образцах без него — в среднем на 1–3 порядка.

При этом интересно заметить, что характер распространения засоления в породах разный: от «повсеместного» засоления, когда по факту цемент в породе является галитовым, до отсутствия засоления как такового. Особый интерес также представляют образцы с «очаговым» засолением. Каждой из этих групп характерны свои значения ФЕС,

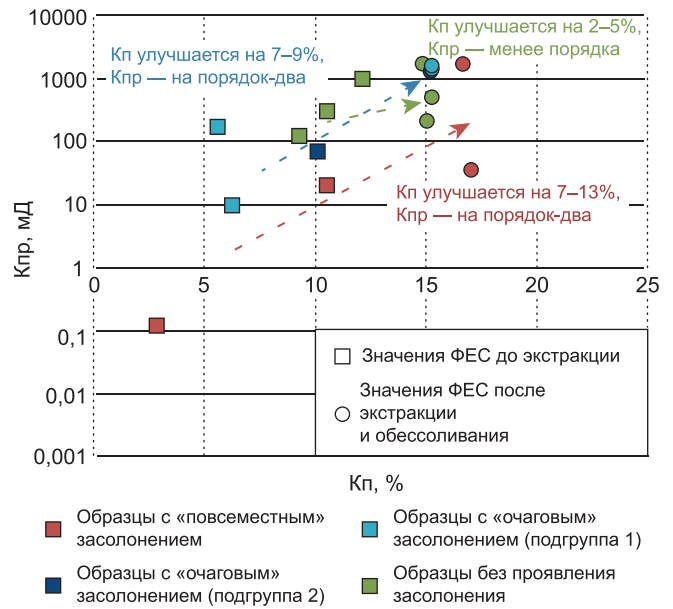


Рис. 6. График зависимости коэффициента проницаемости от коэффициента открытой пористости для образцов пород ботубобинского горизонта с разной степенью засоления

а также определенные особенности их улучшения после экстракции и обессоливания пород (рис. 6).

В образцах с повсеместным засолением преобладают малые поры (менее 0,08 мкм; 26% от всех пор в породе), однако основной вклад в фильтрацию вносят каналы размером 9,41–22,7 мкм и 22,7–55,18 мкм (суммарно 31% порового пространства, но около 95% вклад в фильтрацию). Напротив, в образцах, где отсутствует галит, преобладают крупные поры (>55,18 мкм; 34%), на которые приходится свыше 80% участия пор в фильтрации.

Образцы с очаговым засолением (неполным заполнением пор галитом) после процедуры обессоливания демонстрируют значительный прирост ФЕС: увеличение пористости на 7–9%, а проницаемости — на один-два порядка (рис. 6). По своим характеристикам эти образцы были разделены на две подгруппы. Подгруппа 1 по распределению пор ближе к образцам с повсеместным засолением: высокая доля мелких пор (<0,08 мкм; 14%) при значительном участии в фильтрации каналов 22,7–55,18 мкм (рис. 7). Подгруппа 2 более сходна с незасоленными породами: доля крупных пор (>55,18 мкм) на 9% выше, а мелких (<0,08 мкм) на 7% ниже, чем в первой подгруппе. Данные подгруппы выделяются в разных скважинах и в разных типах отложений, но интересно заметить, что ФЕС пород этих подгрупп после экстракции и обессоливания для образцов оказываются крайне схожими (коэффициент пористости — 15%, проницаемость 1300–1500 мД) (рис. 6).

Анализ зависимости от коэффициента сортировки отложений ботубобинского горизонта отношения значений коэффициента открытой пористости, измеренного на образцах после экстракции и обессоливания, к значениям коэффициента открытой

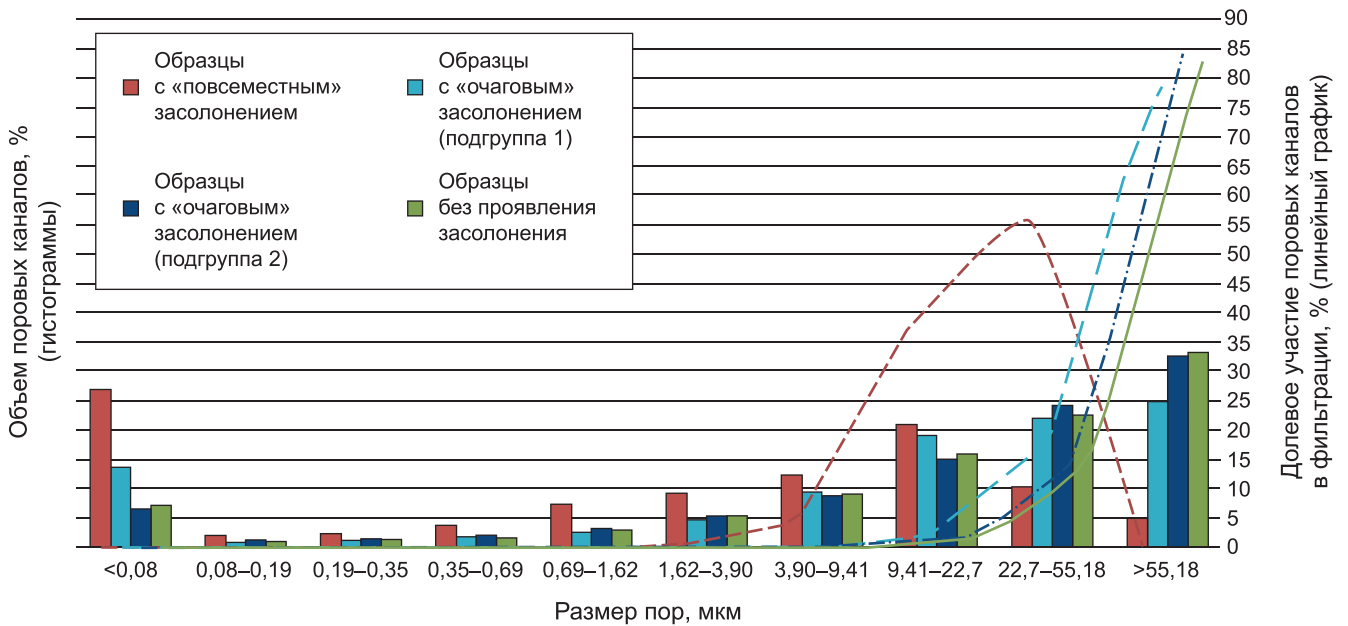


Рис. 7. Объем поровых каналов и их доленое участие в фильтрации для образцов пород ботубобинского горизонта с разной степенью засолонения

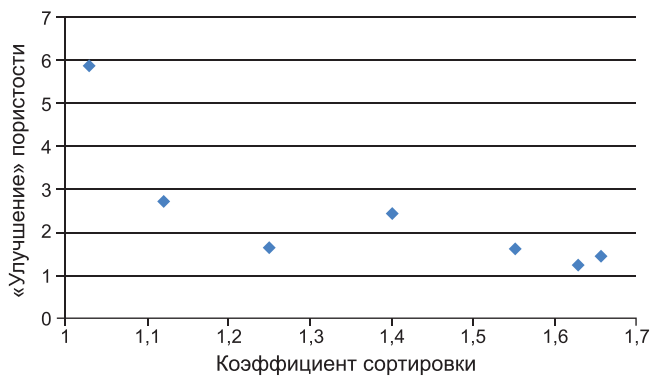


Рис. 8. График зависимости улучшения пористости от коэффициента сортировки отложений ботубобинского горизонта

пористости, измеренного на образцах до экстракции и обессоливания (данный параметр был назван «улучшением» пористости) (рис. 8), показал, что чем лучше была сортировка отложений, тем больше в них проявились процессы засолонения. В породах с хорошей сортировкой поровые каналы более однородны по размеру, и потому галит распространен в них более равномерно, а его удаление дает значительный прирост в значениях пористости. К тому же анализируя крайне малое доленое участие в фильтрации образцов с «повсеместным» засолонением наиболее крупных пор размером более 55,18 мкм, преобладающих в остальных группах с очаговым засолонением и без (рис. 7), можно сделать вывод, что именно наиболее крупные поры в породах с «повсеместным» засолонением заполнены галитом, что в целом приводит к значительному ухудшению открытой пористости.

В то же время сортировка отложений не оказывает столь значительного влияния на проницаемость, но последняя очень зависит от медианного размера

зерен, что видно даже по общему тренду изменения медианного размера зерен и значений проницаемости до экстракции и обессоливания (рис. 3). При этом следует особенно подчеркнуть, что чем больше медианный диаметр зерен в породах, тем больше увеличение проницаемости, что было показано уже ранее [Смирнова и др., 2025].

Таким образом, засолонению пород в пределах ботубобинского горизонта более подвержены хорошо сортированные крупнозернистые и среднезернистые породы, первоначально обладавшие лучшими ФЕС. И именно поэтому ухудшение ФЕС, связанное с образованием галита чаще наблюдается в отложениях берегового склона, песчаной литорали в средней части ботубобинского горизонта (рис. 3). В то же время плохая сортировка и малый медианный размер зерен, стали своего рода «защитой» от негативного влияния на ФЕС галита.

Продолжая тему особенностей распространения галита в отложениях ботубобинского горизонта нельзя не упомянуть тот факт, что он по-разному формируется в гидрофобных и гидрофильных коллекторах. В гидрофобных коллекторах галит в первую очередь образуется на стенках пор, полностью закупоривая их, в то время как в гидрофильных коллекторах соль образует мелкие кристаллы или комочки в поровом пространстве, плавающие в поровом флюиде и способные фильтроваться по пласту [Городнов и др., 2012, Шубин, Рыжков, 2013]. В пределах одной и той же скважины, но на разных уровнях в породах ботубобинского горизонта были отмечены проявления галита, характерные как для гидрофобного коллектора (рис. 9, а), так и для гидрофильного (рис. 9, б).

Первый образец (рис. 9, а) демонстрирует признаки гидрофобного коллектора с каркасным гали-

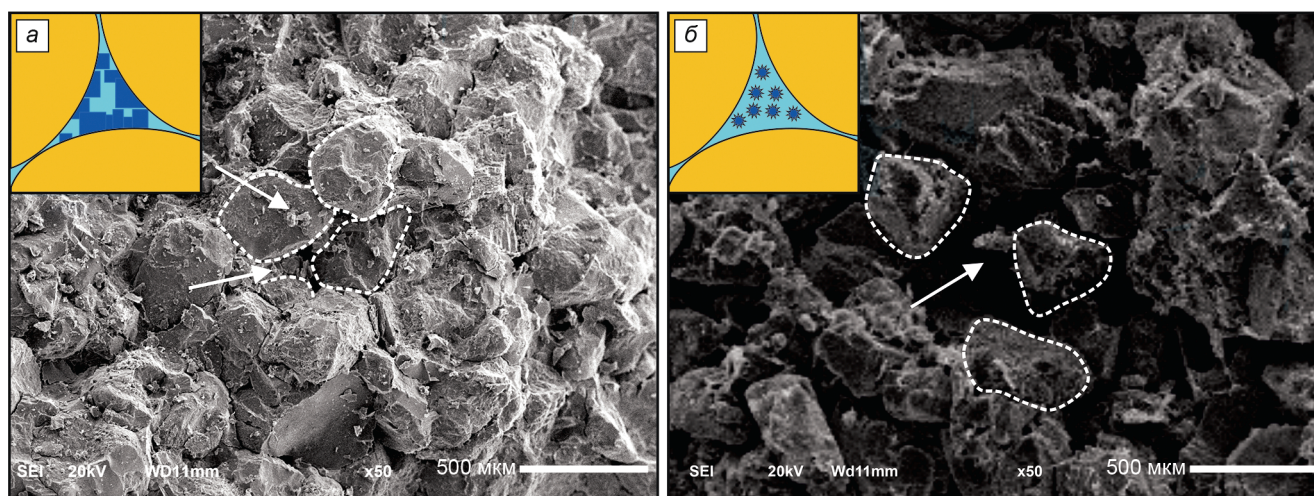


Рис. 9. Снимки РЭМ образцов гидрофобного (а) и гидрофильного (б) коллекторов и модели характера заполнения пор солью в случае гидрофильных и гидрофобных пород по [Шубин, Рыжиков, 2013]

товым цементом и полным заполнением галитом пор, которые в пределах образца замкнутые, зацементированные. Из-за этого ФЕС образца крайне низкие: Кп — 2,82 %, Кпр — 0,124 мД. В то же время, второй образец (рис. 9, б) соответствует гидрофильному коллектору, в котором цемент уже глинисто-гидрослюдистый с примесью доломита и ангидрита и слабым засолением, а поры в образце открытые, сообщающиеся, что сохраняет более высокие ФЕС (Кп — 10,5 %, Кпр — 21,2 мД). Наличие в пределах одной и той же скважины и одного образца галита и ангидрита не случайно, ведь они имеют общий источник и являются компонентами одного и того же насыщенного солевого раствора. Интересно также заметить, что и доломит в образце появился тоже не случайно — его проявления часто связаны с разломами, вблизи которых и расположена скважина 9.

**Влияние переформирования залежи на ФЕС коллекторов.** Существует большое количество гипотез о причинах засоления коллекторов на территории Сибирской платформы: влияние траппов [Городнов и др., 2012], понижение температур во время общих подъемов территории платформы и эпох оледенений [Анциферов, 2003] и др. Но в целом исследователями признается, что основным источником солей являются мощные соленосные толщи кембрийского возраста, рассолы из которых по разломам в результате действия термобарического метаморфизма (нагрева и общего повышения давления) мигрировали в нижележащие отложения, где позже происходила кристаллизация солей (сначала кристаллизовался ангидрит, потом галит) [Воробьев, Клиновская, 2017]. Авторы статьи считают, что выпадение солей происходило в основном за счет падения давлений и уменьшения температур на глубине в моменты общего воздымания территории и перестройки структурного плана, которые и повлияли на изменение термодинамического равновесия [Дюнин, Корзун, 2005]. Основная структурная перестройка в пределах исследуемой территории произошла на

границе девонского и каменноугольного периодов [Никишин и др., 2010].

На факт того, что исследуемая территория располагалась ранее на больших глубинах, чем в настоящее время, могут указывать характерные категенические преобразования пород. Согласно данным по РСА глин для скважины 8 (рис. 10) в породах ботубинского горизонта встречаются только гидрослюды (ГС) и смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда (ССО). Последние, характеризуются набухаемостью не более 20 % (в среднем 10 %). Соотношение в терригенных породах гидрослюды и монтмориллонита (М) может указывать на стадии катагенеза [Сафронов, Инвенсен 1996]. Так, отсутствие в породах монтмориллонита указывает на стадии МК<sub>3-4</sub>. Но ССО представляют собой минералы, в которых чередуются слои гидрослюды и монтмориллонита, и чем больше доля монтмориллонитовых прослоев, тем выше набухаемость. Набухаемость ССО в пределах ботубинского небольшая (до 18 %), но тем не менее она есть, а потому стадия катагенеза отложений ботубинского горизонта может быть установлена как МК<sub>2</sub>/МК<sub>3</sub>. Преимущественно конформные и местами инкорпорационные структуры и примесь хлорита в поровом цементе пород ботубинского горизонта также указывают на стадию МК<sub>2</sub> (начало МК<sub>3</sub>). Следовательно, с учетом среднего геотермического градиента, характерного для древней платформы, ранее ботубинский горизонт был погружен на большую глубину ~2,7 км (современная абсолютная глубина ботубинского горизонта ~1,6 км).

Факт наличия переформирования залежей подтверждается тем, что в скважинах, из которых были получены притоки воды и газа, наблюдаются битумы в шлифах и керне, а также высокие значения коэффициента остаточной нефтенасыщенности, причем часто они есть ниже современного водонефтяного контакта (ВНК), что также может указывать на то, что раньше залежь в пределах юго-восточной части

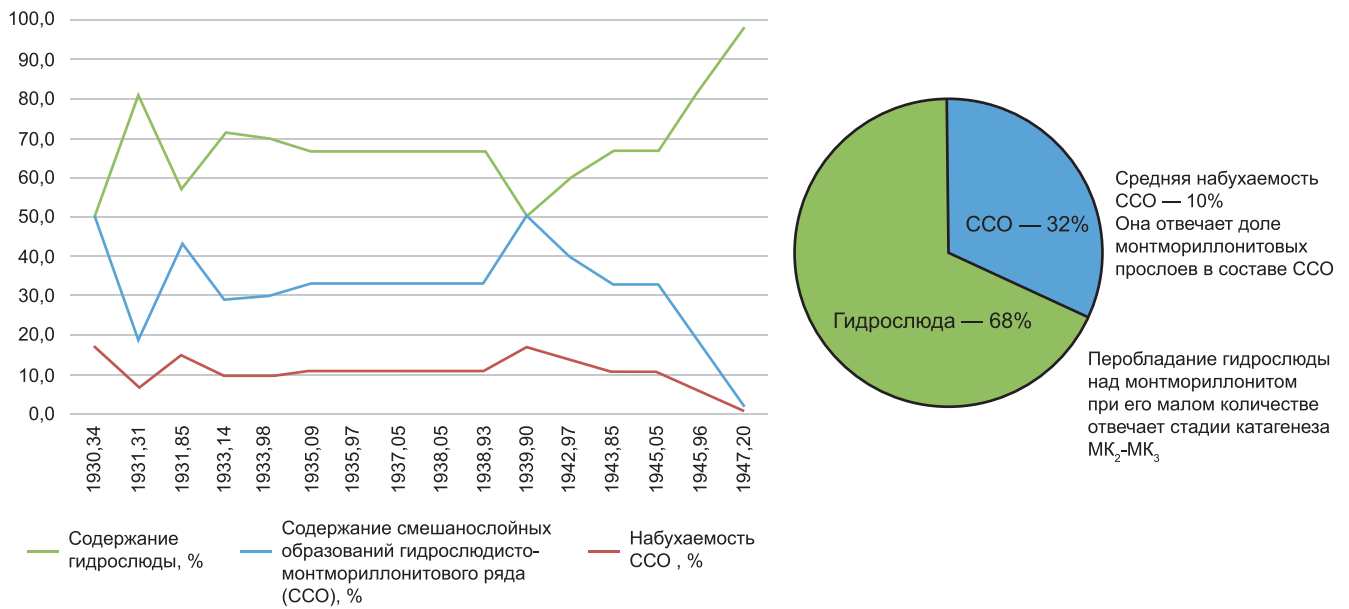


Рис. 10. Графики содержания гидрослюда, ССО и набухаемости ССО в породах ботуобинского горизонта 8 скважины

Среднеботуобинского месторождения имела иную конфигурацию.

На переформирование залежей может указывать и регенерация кварца, которая в значительной степени проявлена в породах ботуобинского горизонта юго-восточной части Среднеботуобинского месторождения и также оказывает влияние на ФЕС. Регенерация кварца проявилась в породах с разной степенью интенсивности от почти отсутствующей до сильной. При этом между этими крайними вариантами в пределах разреза наблюдаются плавные переходы. В двух скважинах, вскрывших ботуобинский горизонт было выявлено несколько уровней с сильной степенью регенерации кварца (рис. 11). Предположительно, этим уровням отвечают уровни палео-ВНК, также повышенная регенерация кварца наблюдается в пределах современного ВНК. Интересно также заметить, что ниже выделенных уровней с высокой регенерацией кварца наблюдается общее ухудшение ФЕС пород, часто сопровождающееся галитизацией. Выравнивание скважин согласно современному структурному плану позволило проследить общий уровень ухудшения ФЕС вблизи современного ВНК. В то время как выравнивание скважин на палеоструктурный план, отвечающий времени формирования палеозалежи, позволило выделить палео-ВНК и проследить общий уровень ухудшения ФЕС горизонта, соответствующий ему. Выше наиболее глубокого палео-ВНК наблюдаются гидрофобные коллектора, а ниже — гидрофильные (рис. 9).

**Заключение.** На основе комплекса литолого-петрофизических, минералого-геохимических и седиментологических исследований ботуобинского горизонта юго-восточной части Среднеботуобинского месторождения установлены основные факторы, контролируемые неоднородность его фильтрационно-емкостных свойств.

Первичные ФЕС отложений ботуобинского горизонта были заложены в прибрежно-морских условиях приливно-отливного типа. Лучшим потенциалом изначально обладали хорошо сортированные крупнозернистые песчаники фаций берегового склона, а также среднезернистые отложения песчаной литорали.

Основным фактором, ухудшившим ФЕС пород на изученной территории, является засоление, проявление которого имеет избирательный характер и наиболее интенсивно выражено в первоначально лучших коллекторах — хорошо сортированных крупнозернистых и среднезернистых разностях пород. Плохо сортированные мелкозернистые породы в меньшей степени были подвержены засолению, а потому в большей степени сохранили первичные ФЕС.

Засоление контролируется как тектоническим фактором, т.е. близостью к разломам, так и палеотектоническим, палеогидрогеологическим факторами, так как зоны ухудшения ФЕС коррелируют с положением палео- и современного ВНК и находятся ниже них.

В зависимости от положения пород ботуобинского горизонта в разрезе относительно палео-ВНК характерен разный тип коллектора и разный характер засоления: выше палео-ВНК коллектор гидрофобный, засоление часто повсеместное, ниже палео-ВНК коллектор гидрофильный, а засоление не повсеместное и часто сопряжено с ангидритом. В случае гидрофильного коллектора, кристаллы и комочки соли формируются в поровом пространстве, где они плавают в поровом флюиде, а в случае гидрофобного — кристаллы соли формируются на поверхности поровых каналов и могут полностью запечатывать поровое пространство.

Таким образом, прогноз ФЕС в вендских терригенных отложениях Сибирской платформы требует



не только анализа седиментационных моделей, но и обязательной комплексной оценки истории постседиментационных преобразований, контролируемых зачастую тектоническим и палеотектоническими факторами.

Результаты исследований получены при помощи оборудования, приобретенного по программе развития Московского университета: автоматизированная система для исследования фильтрационно-емкостных свойств керна при двухфазной фильтрации

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анциферов А.С. Метаморфизм рассолов и засоление коллекторов нефти и газа Лено-Тунгусской нефтегазодной провинции // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 499–510.

Вараксина И.В., Хабаров Е.М., Кротова М.М. Особенности строения порового пространства вендского терригенного коллектора Среднеботуобинского месторождения // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2010. № 1. С. 117–121.

Вараксина И.В., Хабаров Е.М., Пушкарева М.М. Влияние структурно-сещественных параметров на фильтрационно-емкостные свойства пород ботуобинского горизонта венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 1(9). С. 67–74.

Воробьев В.С., Клинов Я.С. Причины засоления терригенных пород в пределах Верхнечонского месторождения (Восточная Сибирь) // Газовая промышленность. 2017. № 4(751). С. 36–43.

Городнов А.В., Черноглазов В.Н., Давыдова О.П. Определение фильтрационно-емкостных свойств засоленных коллекторов в терригенных отложениях Непского свода Восточной Сибири // Каротажник. 2012. № 12(222). С. 26–41.

Дюнин В.И., Корзун А.В. Гидрогеодинамика нефтегазодных бассейнов. – М.: Научный мир, 2005. 524 с.

Жемчугова В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем: Учебное пособие для вузов. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2014. 341 с., ил.

Керкис Е.Е. Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. Л.: Недра, 1975. 231 с.

в кислотостойком исполнении (СМП-ФЕС2А); автоматизированная система измерения проницаемости (ПИК-НАНО-СФ); ядерно-магнитный релаксометр (ITMR-10).

**Финансирование.** Работа выполнена на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ в рамках государственной темы «Изучение углеводородных ресурсов морских акваторий и Арктического региона Российской Федерации», номер ЦИТИС АААА-А16-116033010095-1.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). 2-е изд., доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.

Нигаматов Ш.А., Исмаилова Л.Р., Бощенко А.Н. Прогнозирование зон засоления песчаников ботуобинского горизонта на примере Чаяндинского месторождения (Восточная Сибирь) // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2019. № 3. С. 35–40.

Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В. Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 3–16.

Сауткин Р.С., Ступакова А.В., Краснова Е.А. и др. Формирование месторождений нефти и газа древних нефтегазодных бассейнов (Восточная Сибирь) // Георесурсы. 2025. № 27(2). С. 161–173.

Сафронов А. Ф. Ивенсен Г. В. Породы-коллекторы Предверхоаянского краевого прогиба. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 96 с.

Смирнова Д.О., Мордасова А.В., Коробова Н.И. и др. Литолого-фациальные особенности ботуобинского горизонта юго-восточной части Среднеботуобинского нефтегазодного месторождения (Восточная Сибирь) // Георесурсы. 2025. № 27(2). С. 151–160.

Шубин А.В., Рыжков В.И. Изучение эффекта засоления порового пространства терригенного коллектора по сейсмическим данным // Геофизика. 2013. № 5. С. 17–25.

Статья поступила в редакцию 12.09.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 550.8.01+550.8.05

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-47-57

## О ПОДХОДАХ К ВОССТАНОВЛЕНИЮ ИСХОДНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Мария Александровна Большакова<sup>1</sup>✉, Глеб Антонович Шевченко<sup>2</sup>,  
Михаил Тарасович Деленгов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.bolshakova@oilmsu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-9240-291X>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gleb.a.shevchenko@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; delengov.mihail@mail.ru

**Аннотация.** Для прогноза нефтегазоносности того или иного объекта (нефтегазоносного бассейна, области или района) применяют геолого-геохимический подход. Он основан на осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа. В данном подходе учитываются свойства нефтегазоматеринских отложений, а именно содержание и характеристики органического вещества, от которых зависит количество сгенерированных углеводородных флюидов. В статье рассмотрены способы реконструкции значений генерационного потенциала и концентрации органического вещества в нефтегазоматеринских породах на их катагенетически непреобразованное состояние, если исследователь не располагает непреобразованными образцами. Приведены наиболее часто применяемые подходы в российской органической геохимии. На примерах реальных нефтематеринских пород показано существенна ли разница в результатах, получаемых разными методами.

**Ключевые слова:** водородный индекс, органический углерод, исходный генерационный потенциал, исходное содержание органического углерода, пиролиз, нефтегазоматеринские породы, термическое созревание, катагенез, окисление

**Для цитирования:** Большакова М.А., Шевченко Г.А., Деленгов М.Т. О подходах к восстановлению исходных характеристик нефтегазоматеринских пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 47–57.

## APPROACHES TO RECONSTRUCTING THE ORIGINAL CHARACTERISTICS OF SOURCE ROCKS

Maria A. Bolshakova<sup>1</sup>✉, Gleb A. Shevchenko<sup>2</sup>, Mikhail T. Delengov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.bolshakova@oilmsu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-9240-291X>

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gleb.a.shevchenko@gmail.com

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; delengov.mihail@mail.ru

**Abstract.** To predict the petroleum potential of a given object (petroleum basin or region), a geological and geochemical approach is used. This approach takes into account the properties of the source rocks, specifically their organic matter, its potential and content. The content and characteristics of organic matter directly influence the amount of hydrocarbon fluids expected in a given basin (according to the sedimentary-migration theory of oil and gas origin). This article examines methods for reconstructing the initial generation potential and concentrations of organic matter in source rocks when the researcher does not have immature samples. The most commonly used approaches in the Russian organic geochemistry community are presented. Source rocks examples are used to demonstrate whether there is a significant difference in the results obtained by different methods.

**Keywords:** hydrogen index, organic carbon, initial generation potential, initial organic carbon content, pyrolysis, source rocks, thermal maturation, catagenesis, oxidation

**For citation:** Bolshakova M.A., Shevchenko G.A., Delengov M.T. Approaches to Reconstructing the Original Characteristics of Source Rocks. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 47–57. (In Russ.).

**Введение.** Для оценки перспектив нефтегазоносности того или иного осадочного бассейна исследователи, придерживающиеся осадочно-миграционной теории происхождения нефти, используют прогноз ресурсов с опорой на геохимические характеристики нефтегазоматеринских пород бассейна. Для численной оценки ресурсов с использованием объемно-геохимического метода необходимы свойства нефтегазоматеринской породы (НГМП): содержание в ней органического углерода

(ГОС, %) и генерационный потенциал этой породы (который может быть выражен через параметры  $S_2$ , мг УВ/г породы или НІ, мг УВ/г ГОС). Причем необходима информация как о современных значениях этих параметров НГМП, так и исходных (катагенетически непреобразованных) показателях. Эти величины необходимы для прогноза вне зависимости от использования компьютерных технологий (например, бассейновое геолого-геохимическое моделирование), или традиционных расчетов «на

бумаге». Стоит отметить, что имеющиеся подходы к восстановлению исходных параметров не лишены влияния субъективного взгляда исследователя, применяющего ту или иную методику. Во многом неоднозначность связана с установлением типа органического вещества, недостаточностью набора доступных данных и сложностью в математическом описании многокомпонентных природных процессов. Кроме того, в данной работе не рассмотрены методы восстановления исходных параметров с поправкой на изменения массы породы при эмиграции углеводородов [Li et al., 2020], так как они пока не получили широкого применения в нашей стране.

Цель данной работы — продемонстрировать подходы, которыми пользуются современные специалисты по органической геохимии для «реконструкции» исходных характеристик НГМП: ТОС и генерационного потенциала. Для этого были проведены сбор, обобщение, систематизация и сравнение между собой опубликованных подходов к восстановлению исходного содержания органического вещества в породах, генерационного потенциала пород/органического вещества; показаны наиболее правомерные подходы с оценкой влияния выбранного метода реконструкции на результат.

Обобщение накопленного знания по данному вопросу представляется актуальным, так как от того, каким образом автор той или иной оценки потенциала бассейна определяет исходные (а вслед за ними

и уже реализованные) генерационные возможности материнских пород бассейна, напрямую зависит то расчетное количество нефти и газа, на которое они дают прогноз.

#### Восстановление генерационного потенциала.

Подходы к восстановлению  $HI_{исх}$  можно разделить на две группы: расчетные и графические. В группе расчетных методов используются формулы разной степени сложности, при графическом подходе используются тренды изменения в катагенезе потенциала органического вещества на модификациях диаграммы Ван-Кревелена, адаптированной к интерпретации результатов пиролиза.

#### Расчетные подходы.

$$HI_0 = HI + \frac{HI(T_{max} - 435)}{30}, \quad (1)$$

где  $HI_0$ , мг УВ/г ТОС — исходный водородный индекс;  $HI$ , мг УВ/г ТОС — замеренный водородный индекс;  $T_{max}$  — температура максимума скорости выхода пика  $S_2$  при пиролизе [Тиссо, Вельте, 1981].

По результатам петрологического описания органического вещества (ОВ) НГМП и оценке содержания керогена разного типа оптически (по мацеральному составу ОВ) можно предположить его исходный генерационный потенциал по следующей формуле [Peters et al., 2005]:

$$HI_0 = \left( \frac{\% \text{ type I}}{100} \times 750 \right) + \left( \frac{\% \text{ type II}}{100} \times 450 \right) + \left( \frac{\% \text{ type III}}{100} \times 125 \right) + \left( \frac{\% \text{ type IV}}{100} \times 50 \right). \quad (2)$$

Но при таком варианте оценки нужно помнить, что мацералы различных групп конверсируют в нефть/газ с разной интенсивностью, поэтому и содержание, например, липтинита будет уменьшаться в катагенезе быстрее относительно содержания витринита. Тем не менее такой расчет подходит для грубой, полуколичественной оценки потенциала.

**Графический подход.** При таком подходе предлагается воспользоваться знанием о трендах убыли потенциала органического вещества разного происхождения в катагенезе, например, на диаграмме  $HI-T_{max}$  (рис. 1) или на диаграмме  $HI-OI$ . Для того, чтобы получить знание о том, каким был  $HI_0$  необходимо нанести на диаграмму результаты пиролиза (катагенетически преобразованных или непреобразованных) образцов интересующей НГМП и затем по линиям трендов изменения  $HI$  «переместиться» по диаграмме до точки, соответствующей 420–430 °C по  $T_{max}$ . Водородный индекс, соответствующий этой позиции, и будет  $HI_0$ .

Схожие методы используются в нефтяной компании ВР [Фадеева и др., 2021], которые предлагают специфичные диаграммы для разных органотипов,

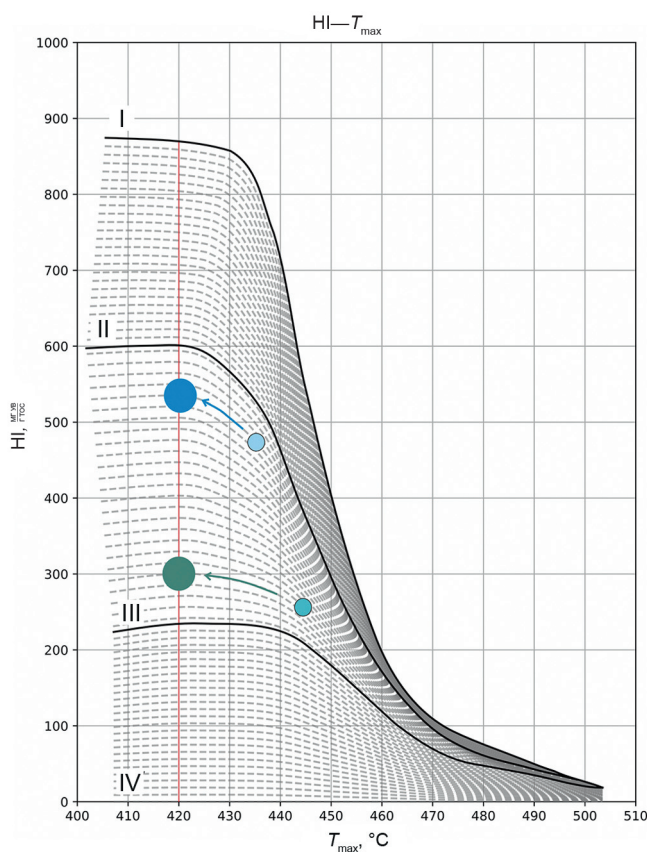


Рис. 1. Диаграмма  $HI-T_{max}$  с трендами для восстановления  $HI_0$  органического вещества

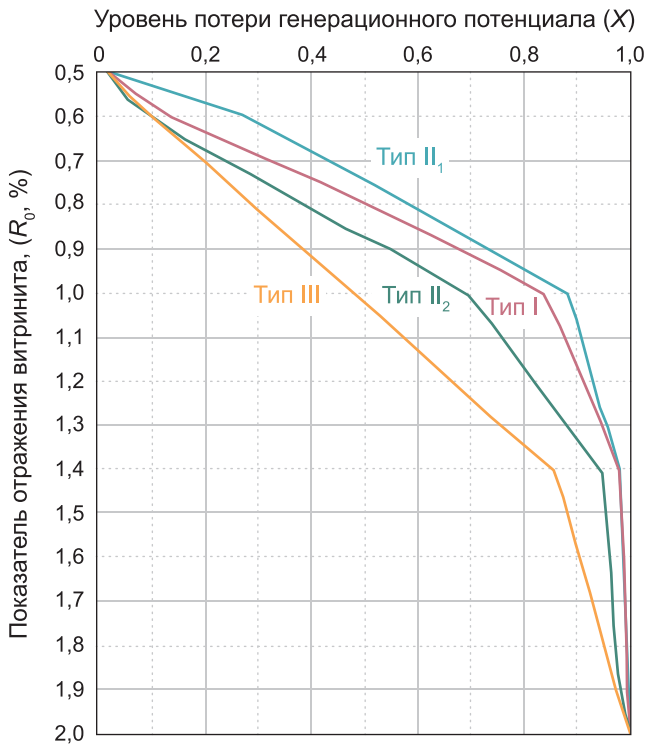


Рис. 2. Диаграмма для оценки уровня потери генерационного потенциала породы с разным типом ОБ в катагенезе [Lu et al. 2003; Du et al., 2023]

в соответствии с классификацией [Perper, Corvi, 1995] и другими исследователями [Зубков, 2022].

В работах [Lu et al., 2003; Wang et al., 2025] предлагается способ оценки уровня потери генерационного потенциала породы ( $S_2$ ) по мере созревания пород, причем этот уровень различен для ОБ разного типа при равном катагенезе (рис. 2). На предлагаемой диаграмме авторы выделяют два подтипа ОБ типа II: подтип II<sub>1</sub> — для которого характерен более высокий исходный генерационный потенциал, и тип II<sub>2</sub> — с относительно пониженным генерационным потенциалом; такое разделение довольно часто применяется современными исследователями, например оно показано в статье [Bai et al., 2022].

Определив тип ОБ и уровень катагенетической преобразованности исследуемой НГМП, можно найти  $X$  — коэффициент потери потенциала породы. Получив эту величину [Du et al., 2023], предлагается использовать формулу:  $S_2^0 = S_2 / (1 - X)$ . Таким образом можно определить значение исходного генерационного потенциала исследуемой НГМП.

**Восстановление содержания органического углерода в породе.** Содержание органического вещества в породах принято выражать через концентрацию в породах органического углерода — ТОС (Total Organic Carbon), %;  $C_{орг}$ , %. Содержание органического углерода в породах в ходе катагенеза уменьшается, так как углерод расходуется на образование нефти и газа.

Известно, что органическое вещество (ОБ) разного генезиса преобразуется в нефть и газ в различной степени и с разной интенсивностью [Тиссо, Вельте,

Таблица 1

Определение исходной концентрации органического углерода в породах обогащенных ОБ различного генезиса [Справочник..., 1998, с изменениями]

К началу градации катагенеза	Концентрация $C_{орг}^{исх}$ к началу катагенеза	
	Сапропелевое ОБ	Гумусовое ОБ
	Тип I-II	Тип III
ПК <sub>3</sub>	$1,03 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,08 \cdot C_{орг.ан.}$
МК <sub>1</sub>	$1,14 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,09 \cdot C_{орг.ан.}$
МК <sub>2</sub>	$1,43 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,10 \cdot C_{орг.ан.}$
МК <sub>3</sub>	$2,32 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,19 \cdot C_{орг.ан.}$
МК <sub>4</sub>	$2,66 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,21 \cdot C_{орг.ан.}$
МК <sub>5</sub>	—	$1,22 \cdot C_{орг.ан.}$
АК <sub>1</sub>	$3,01 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,23 \cdot C_{орг.ан.}$
АК <sub>2</sub>	$3,16 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,26 \cdot C_{орг.ан.}$
АК <sub>3</sub>	$3,23 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,31 \cdot C_{орг.ан.}$
АК <sub>4</sub>	$3,26 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,33 \cdot C_{орг.ан.}$
Графит	$3,27 \cdot C_{орг.ан.}$	$1,43 \cdot C_{орг.ан.}$

Примечания.  $C_{орг}^{исх}$  — концентрация органического углерода в катагенетически необразованных породах;  $C_{орг.ан.}$  — остаточная концентрация органического углерода, полученная аналитически.

1981]. Более половины сапропелевого ОБ способно превратиться в УВ. Процесс конверсии данного типа ОБ происходит в более «мягких» термобарических условиях, чем для гумусового ОБ. Доля органического углерода, который может «перейти» в газ/нефть для гумусового ОБ ниже и составляет по разным оценкам 15–20% (т. е. менее половины) [Тиссо, Вельте, 1981].

Таким образом, понятно почему для восстановления исходных концентраций органического углерода большинству исследователей необходимы следующие характеристики: содержание органического углерода (остаточное) (определенное по пиролизу, элементному составу керогена или газовой метрическим методом), катагенетическая зрелость исследуемой породы и тип ОБ в ней (определяются петрологически или геохимически по результатам анализа элементного состава керогена или пиролиза пород/керогена).

Рассмотрим, как подходят к реконструкции исходного массового содержания в породе органического углерода (его, как правило, обозначают  $C_{орг}^{исх}$ ,  $C_{орг}^0$ ,  $ТОС_0$  или  $ТОС_{исх}$ ) разные авторы. Для реконструкции  $ТОС_{исх}$  пользуются преимущественно расчетными методами, но предложен и графический способ.

В этой работе рассмотрены, вероятно, не все существующие подходы к реконструкции  $ТОС_0$ , но наиболее широко известные. Там, где авторы публикаций не указывают тип вещества по наиболее широко применяемой сегодня классификации ОБ [Peters, Cassa, 1994; Тиссо, Вельте, 1981], согласно которой его тип определяется исходным

Таблица 2

Коэффициенты пересчета концентрации  $C_{орг}$  в породе на начало катагенеза. Расчет на конец каждой градации [Баженова, 2020, с изменениями]

На конец градации катагенеза	Сапропелиты				Сапропелито-гумиты (С-Г)			Гумиты	Смеш. ОВ майкопской серии Р-Н (водоросли, зооостатки, примесь гумитов)*
	Альгосапропелиты	Оксисорбосапропелиты	Альгозоо-сапропелиты		75 %, 25 %	50 %, 50 %	25 %, 75 %		
			Основа — цианеи	Основа — тентакулиты					
	I	I-II	II	II-S	II	II	II-III		
ПК <sub>3</sub>	1,02	1,05	1,01	1,27	1,02	1,02	1,03	1,03	1,02
МК <sub>1</sub>	1,30	1,23	1,21	1,51	1,23	1,17	1,11	1,07	1,10
МК <sub>1</sub> <sup>2</sup>	1,53	1,44	1,38	1,57	1,39	1,28	1,16	1,09	1,22
МК <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1,94	1,70	1,54	1,66	1,66	1,43	1,23	1,13	
МК <sub>3</sub>	2,35	1,89	1,68	1,76	1,87	1,57	1,28	1,15	1,56
МК <sub>4</sub>	2,42	1,93	1,77	1,80	1,92	1,60	1,30	1,17	1,93
МК <sub>5</sub>	2,50	1,98	1,84	1,83	1,96	1,61	1,32	1,18	
АК <sub>1</sub>	2,57	2,01	1,89	1,84	2,01	1,66	1,36	1,21	2,09
АК <sub>2</sub>	2,70	2,04	2,04	1,85	2,13	1,76	1,44	1,29	
Конец катагенеза	2,85	2,20	2,19	1,93	2,23	1,89	1,56	1,40	2,24

Примечание. \* пересчет на ПК<sub>2</sub>.

генерационным потенциалом, мы добавили эту информацию.

*Расчетные методы.* С.Г. Неручев с соавторами [Справочник..., 1998] предлагает следующий способ вычисления исходной концентрации органического углерода в породах (табл. 1).

Чтобы воспользоваться этим подходом исследователю необходимо знать зрелость и тип ОВ исследуемых пород. Далее он путем умножения на предлагаемые коэффициенты получает искомую исходную концентрацию в породе органического углерода. В основу полученных коэффициентов положен расчет балансовых моделей генерации и эмиграции углеводородов. Потеря массы ОВ рассчитывалась по изменению выхода летучих компонентов, состав которых определялся количеством битумоидов (хлороформенный и спирто-бензольный), легких углеводородов, газа и воды. Решая систему балансовых уравнений для конца каждой градации катагенеза, высчитывался углерод, сохранившийся в органическом веществе после процессов генерации. Соответственно пересчетный коэффициент определялся по изменению от исходного содержания углерода в ОВ до сохранившегося углерода после процессов нефтегазообразования [Генерация..., 1976; Баженова, 2020]. Эти исследования продолжались коллективом геохимиков Санкт-Петербурга [Неручев, Смирнов, 2007].

В книге «Основы региональной органической геохимии» Т.К. Баженовой [2020], которая работала с С.Г. Неручевым и развивала их совместные идеи, приведены подобного рода таблицы для большего разнообразия ОВ (табл. 2). Разделение типов ОВ на более привычные I–III приведены условно, для облегчения восприятия.

Видно, что пересчетные коэффициенты, полученные разными авторами, при помощи одного и того же подхода, несколько отличаются. Но сохраняется общая закономерность того, что в сапропелевом ОВ большая доля органического углерода способна при конверсии ОВ в катагенезе перейти в нефть/газ, чем в гумусовом.

В зарубежной литературе опубликованы формулы для расчета ТОС на катагенетически необработанное состояние ОВ ( $ТОС_0$ ). В книге «Гид по биомаркерам» [Peters et al., 2005] предлагается использовать формулу:

$$ТОС_0 = p \cdot HI \cdot \frac{ТОС}{HI_0(1 - TR)(p - ТОС) + HI \cdot ТОС}, \quad (3)$$

где  $p = 83\%$  — процент углерода в генерированной нефти;  $HI$  и  $HI_0$ , мг УВ/г ТОС — водородный индекс замеренный и исходный соответственно;  $TR$ , д.е. — коэффициент трансформации ОВ.

Для расчета коэффициента трансформации можно воспользоваться формулой [Peters et al., 2005]:

$$TR = 1 - \frac{HI \cdot ТОС \cdot (p - ТОС_0)}{HI_0 \cdot ТОС_0 \cdot (p - ТОС)} = 1 - \frac{S_2 \cdot (p - ТОС_0)}{S_2^0 \cdot (p - ТОС)}, \quad (4)$$

где  $p = 83\%$  — процент углерода в генерированной нефти;  $HI$  и  $HI_0$ , мг УВ/г ТОС — водородный индекс замеренный и исходный соответственно;  $ТОС$  и  $ТОС_0$  — содержание органического углерода в породе замеренное и исходное соответственно;  $S_2$  и  $S_2^0$  — пиролитический параметр  $S_2$ , замеренный

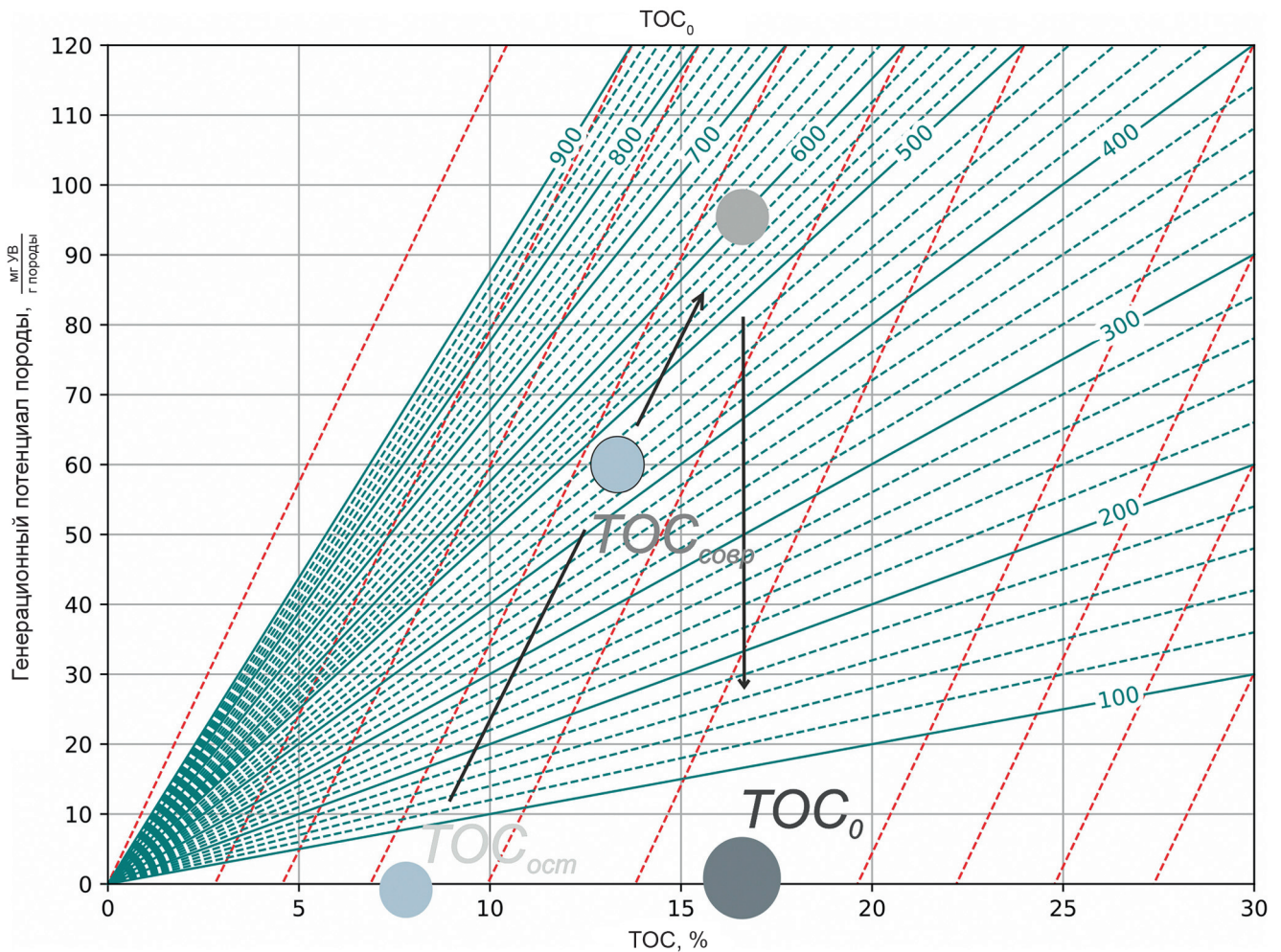


Рис. 3. Графический подход к реконструкции  $TOC_0$  (по [Jarvie, 2012])

и исходный соответственно, или формулой [Espitalie, 1986]:

$$TR = \frac{(HI_0 - HI) \cdot 1200}{HI_0 \cdot (1200 - HI)}, \quad (5)$$

где  $HI$  и  $HI_0$ , мг УВ/г TOC — водородный индекс замеренный и исходный соответственно; 1200 — максимально теоретически возможный по мнению IFR водородный индекс, исходя из допущения, что весь углерод в катагенезе конверсирует в УВ.

Также рассмотрим расчетный способ определения доли способного к генерации нефти и газа углерода в общем содержании органического углерода (иногда его обозначают как GOC — генерационно-способный органический углерод).

Принимаем, что нефть на 85 или 83 % по массе состоит из C, тогда максимальный расчетный  $HI_{исх}$  составляет  $1/0,085 = 1177$  (или  $1/0,083 = 1200$ ) мг УВ/г TOC. Тогда для любого данного (восстановленного, замеренного) исходного водородного индекса, содержание способного к генерации углерода составит  $TOC = HI_0 / 1177$  (1200).

Например, пусть  $HI_0 = 500$  мг УВ/г TOC. Тогда, если мы исходим из того, что в УВ 85 % углерода

(как представители американской и британской школы), то считать TOC следует так:  $500/1177 = 0,42$ . Если же мы исходим из того, что в УВ 83 % углерода (как представители советской и французской школы органической геохимии), то считать следует так:  $500/1200 = 0,41$ . Результаты расчетов близки и приводят нас к выводу о том, что доля углерода, способного к генерации в этой породе, составляет чуть менее половины.

*Графический подход.* [Jarvie, 2012] при интерпретации геохимических исследований высокоуглеродистых формаций предложил узнавать какие концентрации органического углерода содержались в породе до ее вступления в катагенез графически. Для этого им был создан специальный кросс-plot (рис. 3). По оси абсцисс нанесены концентрации TOC в массовых процентах, по оси ординат — генерационный потенциал породы, в мг УВ/г породы ( $S_2$ ). На кросс-plot в виде лучей нанесены линии исходного водородного индекса ( $HI_0$ ), а в виде красных пунктиров — линии расходования органического углерода в катагенезе.

Для того, чтобы воспользоваться этим способом реконструкции  $TOC_0$ , необходима информация о современном содержании в породе органического

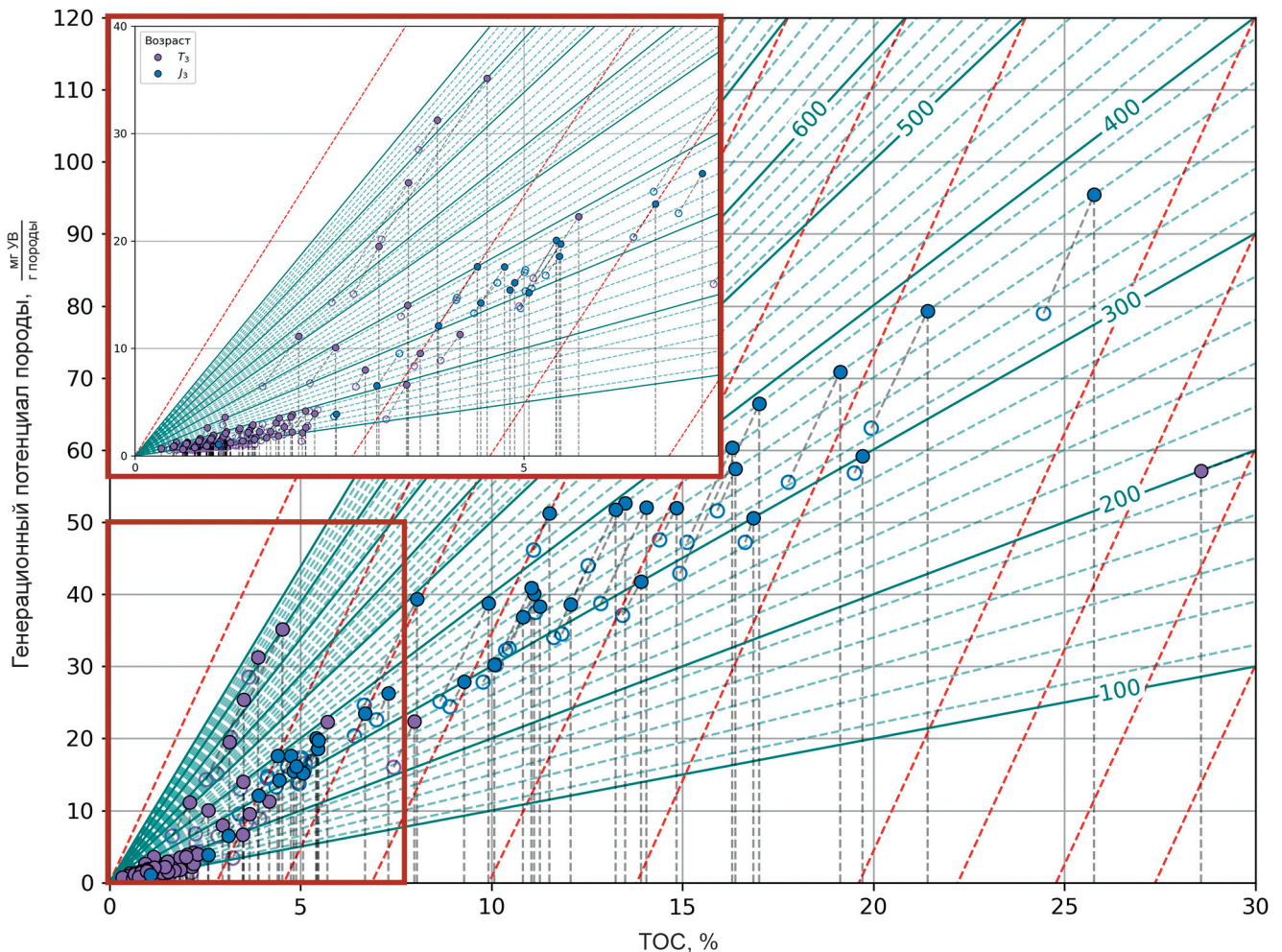


Рис. 4. Графический подход к реконструкции  $\text{TOC}_0$  с нанесенными результатами пересчета. Условные обозначения: современные значения — выколотые точки, восстановленные значения — залитые точки

углерода ( $\text{TOC}_{\text{совр}}$ ), площади пика  $S_2$  и об исходном водородном индексе ( $\text{HI}_0$ , мг УВ/г  $\text{TOC}$ ), поставить на кросс-плот точку, соответствующую замеренному в образце  $\text{TOC}$  и  $S_2$ , далее «подняться» вдоль ближайшего красного пунктира до луча, соответствующего исходному генерационному потенциалу ОБ исследуемой породы ( $\text{HI}_0$ ), затем из точки пресечения тренда образца вертикально опустить вниз линию до оси абсцисс — точка пересечения вертикали с осью покажет значение  $\text{TOC}_0$  (рис. 3). Этот график также позволяет оценить и содержание в породе органического углерода неспособного к генерации ( $\text{TOC}_{\text{ост}}$ ) — для этого от точки  $\text{TOC}_{\text{совр}}$  надо «спуститься» до оси абсцисс вдоль трендов убыли  $\text{TOC}$  в катагенезе (обозначенных красными пунктирными линиями), позиция пересечения тренда с осью  $\text{TOC}$  покажет  $\text{TOC}_{\text{ост}}$ .

**Восстановление  $\text{TOC}$  при выветривании.** При выведении на дневную поверхность горные породы подвергаются выветриванию. Изменяется и минеральная часть пород и органическое вещество, если оно присутствует в составе горных пород. При выветривании концентрация ОБ в породе уменьшается из-за его окисления, этот процесс подмечен давно и описан многими авторами [Ван Кревелен, 1960;

Durand, 1980; Деленгов и др., 2022; Du et al., 2023], но способов точной оценки убыли  $\text{TOC}$  пока так и не предложено. Исследователи сходятся в том, что пересчетный коэффициент деградации  $\text{TOC}$  ( $K_d$ ) для пересчета при выветривании зависит от климата, времени экспозиции и типа ОБ.  $K_d$  может составлять первые десятки (для рыхлых пород), но как правило 2–4 (для сцементированных) для сапропелевого ОБ и 1,5–1,6 — для гумусового ОБ [Durand, 1980; Деленгов и др., 2022, Du et al., 2023].

**Реконструкция исходных параметров для ОБ мезозойских НГМП Баренцевоморского бассейна.** Далее приведены примеры реконструкции исходных параметров для ОБ мезозойских НГМП Баренцевоморского бассейна.

Последовательность действий для восстановления значений для НГМТ может быть представлена следующим образом:

1) Восстановление  $\text{HI}_0$  (а также, определение типа органического вещества) двумя методами: графическим по диаграмме  $\text{HI}-T_{\text{max}}$  (рис. 1) и аналитическим (формула 1).

2) Расчет индекса трансформации (TR) по формуле 5, поскольку, в отличие от формулы 4, в ней не требуется знание об исходном  $\text{TOC}$ .

Таблица 3

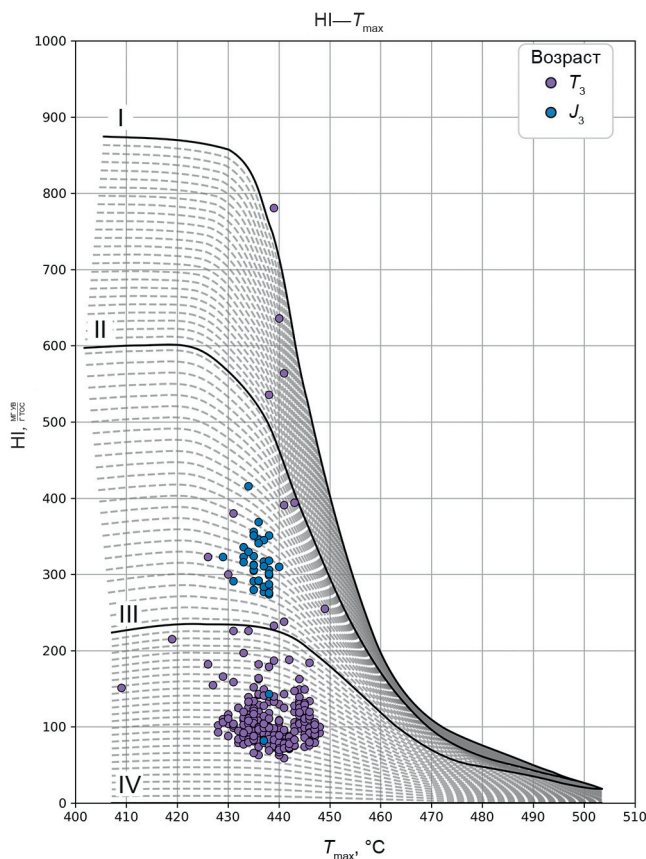


Рис. 5. Диаграмма HI-T<sub>max</sub> (Графический подход к реконструкции HI<sub>0</sub>) с нанесенными результатами пересчета

3) Расчет ТОС<sub>0</sub> четырьмя способами: графическим (рис. 3), табличными методами Неручева (табл. 1) и Баженовой (табл. 2) и одним аналитическим (формула 3).

В качестве данных для осуществления тестового расчета были использованы результаты геохимических исследований по норвежской части Баренцева

Исходные данные по Баренцевоморскому нефтегазоносному бассейну [Norwegian Offshore Directorate, 2025]

ТОС, %	S <sub>2</sub> , мг УВ	HI, мг УВ/г ТОС	T <sub>max</sub> , °C	Тип ОВ	Градация катагенеза
<b>Верхнеюрская (J<sub>3</sub>) НГМТ, скважина 7122/6-1 (38)</b>					
19,5	56,82	291	431	2	МК <sub>1</sub>
11,1	46,14	416	434	2	МК <sub>1</sub>
2,56	3,67	143	438	3	МК <sub>2</sub>
24,45	78,98	323	429	2	ПК <sub>3</sub>
10,46	32,47	310	440	2	МК <sub>1</sub>
<b>Верхнетриасовая (T<sub>3</sub>) НГМТ, скважина 7120/2-1 (279)</b>					
40,44	158,16	391	441	2	МК <sub>2</sub>
3,65	28,49	781	439	1	ПК <sub>3</sub>
2,53	14,28	564	441	1	МК <sub>2</sub>
37,29	73,6	197	433	3	ПК <sub>2</sub>
5,12	16,53	323	426	2	ПК <sub>3</sub>
...					

моря: 38 значений для верхнеюрской (J<sub>3</sub>) НГМТ из скважины 7122/6-1 и 279 — для верхнетриасовой (T<sub>3</sub>) НГМТ из скважины 7120/2-1. В табл. 3 приведена некоторая часть этих данных (по 5 значений). Таблица с полным набором исходных данных и сырыми результатами расчетов приведена в приложении 1 (<https://disk.360.yandex.ru/i/DLdCR8m4k24R7g>).

Результаты применения графических подходов к восстановлению представлены на рис. 4 и 5. Часть результатов, полученных по индивидуальным замерам, представлена в табл. 4. Из нее видно, что для части значений восстановление исходных значений произвести не получилось (отмечены «-»), и что некоторые расчетные значения являются очевидно некорректными (исходные значения ТОС и HI не могут

Таблица 4

Сравнение реконструкций для характеристик индивидуальных образцов (табл. 3)

HI, мг УВ/г ТОС	HI <sub>0</sub> , мг УВ/г ТОС		ТОС, %	ТОС <sub>0</sub> , %			
	График	[Тиссо, Вельте, 1981] (формула 1)		График	Peters, 2005	Неручев, 1998	Баженова, 2020
<b>Верхнеюрская (J<sub>3</sub>) НГМТ</b>							
291	300,56	252,2	19,5	19,71	19,66	22,23	21,45
416	454,58	402,13	11,1	11,52	11,59	12,65	12,21
143	148,01	157,3	2,56	2,59	2,57	2,82	2,89
323	333,51	258,4	24,45	25,77	24,66	25,18	24,94
310	355,50	361,67	10,46	10,82	10,95	11,92	11,51
<b>Верхнетриасовая (T<sub>3</sub>) НГМТ</b>							
391	498,65	469,2	40,44	-	43,41	57,83	49,34
781	874,46	885,13	3,65	3,89	4,64	3,76	3,72
564	749,76	676,8	2,53	3,52	3,53	3,62	4,91
197	199,69	183,87	37,29	28,57	37,35	-	-
323	326,19	226,1	5,12	5,42	5,14	5,27	5,22
...							

Таблица 5

Статистика по относительным различиям (дельтам) между расчетными значениями  $HI_o$  и  $TOC_o$ 

Параметр	$\Delta HI_o =  HI_o [\text{График}] - HI_o [\text{Тиссо, Вельте, 1981}] $	$\Delta TOC_o =  TOC_o^1 - TOC_o^2 $					
		<sup>1</sup> График <sup>2</sup> Peters, 2005	<sup>1</sup> График <sup>2</sup> Неручев, 1998	<sup>1</sup> График <sup>2</sup> Бажено- ва, 2020	<sup>1</sup> Peters, 2005 <sup>2</sup> Неручев, 1998	<sup>1</sup> Peters, 2005 <sup>2</sup> Баженова, 2020	<sup>1</sup> Неручев, 1998 <sup>2</sup> Баженова, 2020
<b>Верхнеюрская (<math>J_3</math>) НГМТ</b>							
Среднее (mean)	18,97	0,47	1,31	0,75	1,55	0,9	0,65
Медиана (p = 50%)	15,13	0,29	0,92	0,67	1,26	0,75	0,45
Стандартное отклонение (std)	16,99	0,48	1,2	0,52	1,35	0,67	0,71
Минимум (min)	0,58	0	0	0,04	0,10	0,08	0,02
Максимум (max)	75,11	1,74	5,29	2,47	6,08	2,95	3,14
<b>Верхнетриасовая (<math>T_3</math>) НГМТ</b>							
Среднее (mean)	12,27	0,09	0,10	0,10	0,17	0,13	0,07
Медиана (p = 50%)	7,99	0,04	0,07	0,08	0,08	0,09	0,03
Стандартное отклонение (std)	15,89	0,53	0,17	0,13	0,89	0,38	0,53
Минимум (min)	0,04	0	0	0	0	0	0
Максимум (max)	137,27	8,78	1,47	1,39	14,42	5,92	8,49

быть меньше современных). Для обоих параметров по нескольким значениям в строках наблюдаются значительные расхождения. Кроме того, наблюдаются две закономерности для:

$TOC_o$  — ряд значений по степени схожести можно объединить в две группы: рассчитанные по графику и Петерсу (формула 3) и соответственно по Неручеву и Баженовой;

$HI_o$  — восстановленные по аналитической формуле 1 значения являются заниженными по сравнению с восстановленными графическим методом, но есть исключения, в которых расчетные значения сопоставимы.

Однако более информативное с точки зрения авторов сравнение результатов и визуализация представлены на гистограммах (рис. 6, 7) и в табл. 5 (основные статистические характеристики) соответственно. Для построения этого сравнения рассчитывались абсолютные отклонения расчетных значений (ошибок) одного метода от другого:  $HI_o$  — всего одно сравнение (использовалось всего два метода),  $TOC_o$  — шесть попарных сравнений (каждого метода с каждым) результатов по четырем методам.

Гистограммы позволяют «перейти» от работы с индивидуальными значениями к агрегированным, описывающим выборку в целом, тем самым уменьшить влияние шума и выбросов (экстремальных значений). В процессе ее построения производится бинирование данных — определение бинов (границ интервалов для значений) и распределение исходных значений в соответствующие интервалы.

Важно отметить логарифмический масштаб, который делает визуализацию полезной, поскольку в противном случае все значения смещены к началу координатной оси. В нормальном масштабе распределение имеют форму, похожую на экспонен-

циальную, тогда как переход к логарифмическому масштабу делает его похожим на нормальное.

По гистограммам и табл. 5 видно, что:

1) Для  $HI_o$  значительных различий в распределении дельт по возрастам не наблюдается (сопоставимые значения для среднего и стандартного отклонения), тогда как для  $TOC_o$  картина иная — дельты для замеров возраста  $T_3$  принимают в целом меньшие значения, чем для возраста  $J_3$ ;

2) Для верхнетриасовых НГМП наблюдается меньше различий в  $TOC_o$  между методами (исходя из средних, медиан и стандартных отклонений), тогда как вариации для верхнеюрских значительны;

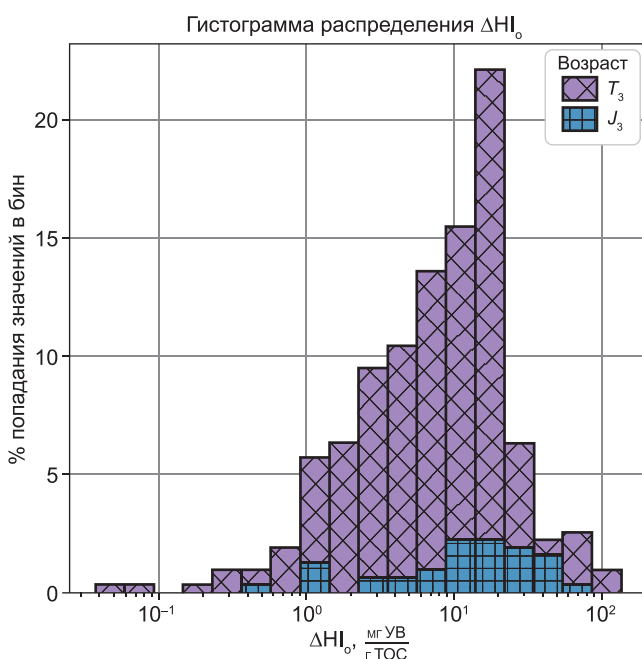


Рис. 6. Гистограммы распределения дельт между расчетными значениями  $HI_o$

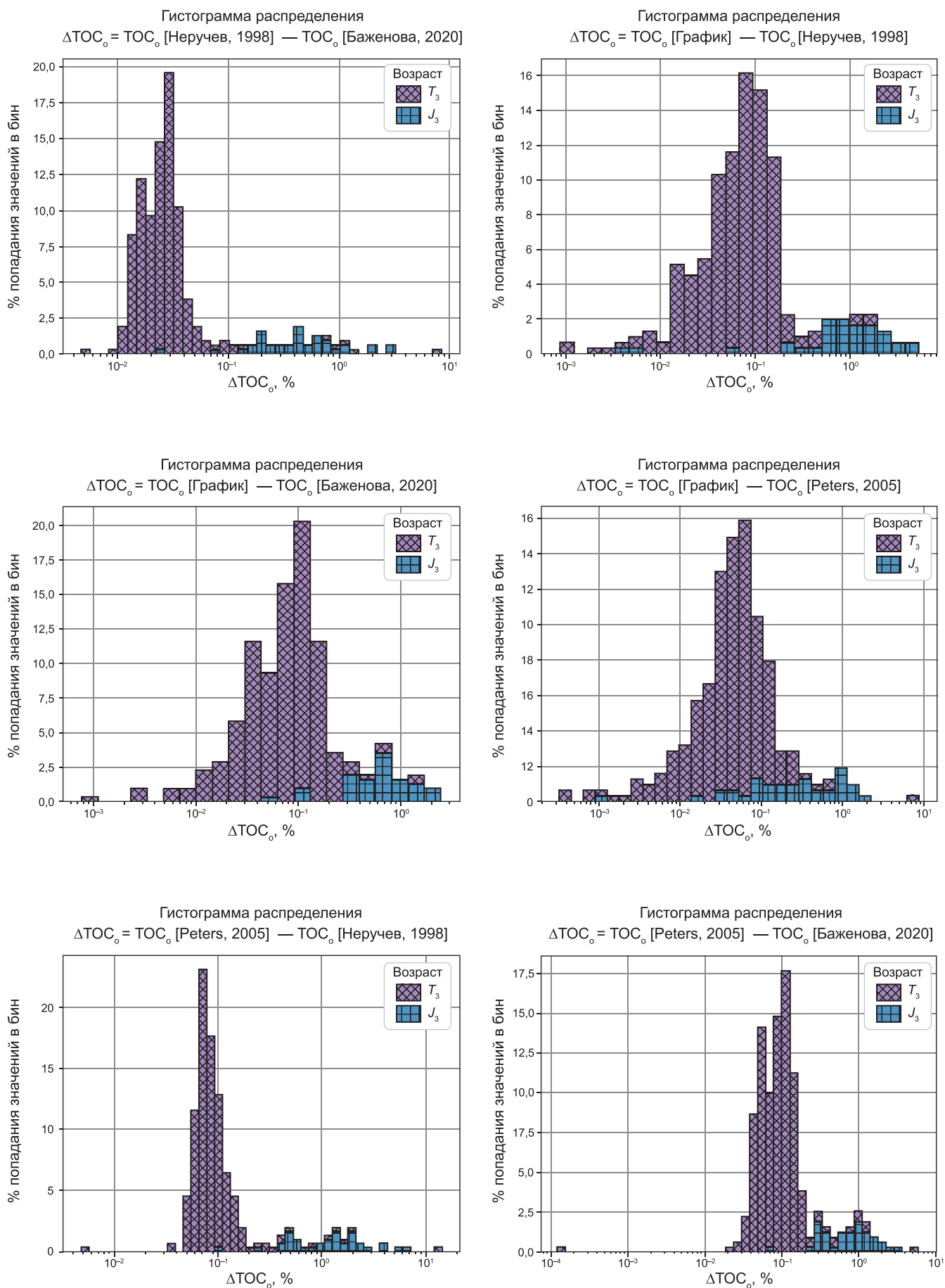


Рис. 7. Гистограммы распределения дельт между расчетными значениями  $TOC_0$

3) Наибольшие различия дельт имеются между следующими методами: графическим, аналитическим методом Петерса (формула 3) и табличным методом Неручева.

Минимумы и максимумы демонстрируют то самое влияние экстремальных значений на выборку, когда восстановленные значения совсем не различаются между 2 методами и когда различаются очень сильно.

**Выводы.** Главные выводы, которые можно сделать из результатов выше и которые обязательно необходимо учитывать, следующие.

*Для графических методов:* большое значение играет подложка/палетка. Ее изменение может привести к значительному изменению результатов (например: существует множество вариаций диаграмм  $HI-T_{max}$  от разных авторов, которые могут давать достаточно разные результаты).

*Для табличных методов:* очень важна точность определения свойств, по которым производится выбор коэффициентов. Пример: в табл. 2 некорректное или вовсе отсутствующее определение относительного содержания сапропелитовой и гумитовой составляющей приведет к принципиально разным результатам пересчета.

*Для всех методов:* всегда очень важен источник данных. Так, например, при использовании различных восстановленных значений  $HI$  при расчете исходного ТОС по формуле или графическим методом, точность определения первичного параметра непосредственно сказывается на втором. Кроме того, у всех методов есть граница применимости. Например, для графического метода для ТОС<sub>0</sub> при значениях ТОС выходящих за границы палетки расчет исходных значений становится невозможным без ее модификации. Аналогично, для табличных методов восстановления  $S_{орг}$  для замеров с грацией катагенеза ниже  $ПК_3$  произвести расчет не представляется возможным.

**Заключение.** Показаны наиболее применяемые российскими геохимиками подходы к реконструкции исходных параметров НГМП: генерационного потенциала и содержания органического углерода,

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженова Т.К. Основы региональной органической геохимии. М.: ГЕОС, 2020. 120 с.

Ван-Кревелен Д. В., Шуер Ж. Наука об угле. М., 1960. 303 с.

Вассоевич Н.Б., Неручев С.Г., Конторович А.Э. и др. Моделирование процессов катагенеза органического вещества и нефтегазообразования. Л.: Недра, 1984. 140 с.

Генерация углеводородов в процессе литогенеза пород // Труды института геологии и геофизики / Отв. ред. А.А. Трофимук, С.Г. Неручев. Новосибирск: Наука, 1976. 202 с.

Деленгов М.Т., Фадеева Н.П., Большакова М.А., Козлова Е.В. Об изменении органического вещества осадочных горных пород в гипергенезе // Георесурсы. 2022. Т. 24, № 2. С. 36–46.

так необходимых для количественной оценки ресурсов НГБ или более локальных объектов.

Приведена также краткая информация об изменении ТОС пород при выветривании, но данный вопрос остается недостаточно изученным.

Рассмотренные в работе примеры реальных НГМП дают возможность ощутить чувствительность подобного рода реконструкций к выбранному способу расчета.

Таким образом, впервые показано сравнение расхождений в результатах при применении разных подходов к восстановлению исходного содержания в породе органического углерода и потенциала органического вещества. Собранные в данной работе способы, могут быть полезны при подготовке к оценке ресурсов геолого-геохимическими методами (как компьютерными, например, инструментами бассейнового моделирования, так и классическими — описанными в трудах основоположников геохимии нефти и газа [Баженова, 2020; Справочник..., 1998; Вассоевич и др., 1984].

В своей практике авторы предпочитают использовать графический подход для восстановления потенциала ОВ НГМП и расчеты по С.Г. Неручеву [Справочник..., 1998] и Т.К. Баженовой [Баженова, 2020] для реконструкции ТОС — в силу простоты их использования.

Представленный здесь список методов не является окончательным и служит скорее отправной точкой для более детального исследования данной тематики.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность коллегам и рецензентам за полезные советы, которые способствовали улучшению статьи.

**Финансирование.** Работа выполнена на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в рамках госбюджетных тем: «Изучение углеводородных ресурсов морских акваторий и Арктического региона Российской Федерации», номер ЦИТИС АААА-А16-116033010095-1 и «Оценка ресурсов трудноизвлекаемых углеводородов и разработка инновационных методов их освоения», номер ЦИТИС АААА-А16-116033010113-2.

Зубков М.Ю. Комплексование результатов пиролитических исследований и метода материального баланса с целью оценки нефтегенерационных свойств разновозрастных отложений // Успехи органической геохимии: Материалы 2-й Всерос. науч. конф. с участием иностранных ученых, посвященной 120-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР Н.Б. Вассоевича и 95-летию со дня рождения засл. геолога РСФСР, проф. С.Г. Неручева. Новосибирск, 2022. С. 91–94.

Неручев С.Г., Смирнов С.В. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации и формирования месторождений нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2.

Справочник по геохимии нефти и газа / Ред. С.Г. Неручев. СПб.: Недра, 1998. 576 с.

Ступакова А.В., Большакова М.А., Сулова А.А. и др. Нефтегазоматеринские толщи Баренцево-Карского шельфа: область распространения и свойства // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 6–25.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.

Фадеева Н.П., Морозов Н.В., Бакай Е.А., Фролов С.В. Геохимические предпосылки нефтегазоносности Березовской впадины (Восточная Сибирь) // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 44–55.

Bai Y., Liu Z., George S.C., Meng J. A comparative study of different quality oil shales developed in the middle Jurassic Shimengou formation, Yuqia Area, Northern Qaidam Basin, China. *Energies*. 2022. Vol. 15, N 3. P. 1231.

Du T., Wang Y., Qu Y., et al. Evaluation of Late Paleozoic Over-High Maturity Source Rocks in the Erlian Basin and Its Adjacent Areas // *Geochemistry International*. 2023. Vol. 61. P. 1413–1425.

Durand B. Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks. Paris: Editions Technip, 1980. 519 p.

Espitalié J., Burrus J. Use of Tmax as a maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. Thermal modelling in sedimentary basins. Paris: Editions Technip, 1986. P. 475–496.

Jarvie D.M. Shale resource systems for oil and gas: Part 1 — Shale-gas resource systems / Ed. J.A. Breyer. Shale reservoirs // Giant resources for the 21<sup>st</sup> century: AAPG Memoir. 2012. Vol. 97. P. 69–87.

Li C., Pang X., Huo Z., et al. A revised method for reconstructing the hydrocarbon generation and expulsion history and evaluating the hydrocarbon resource potential: Example from the first member of the Qingshankou Formation in the Northern Songliao Basin, Northeast China // *Marine and Petroleum Geology*. 2020. Vol. 121, 104577. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104577>.

Lu S.F., Xue H.T., Zhong N.N. Simulating calculation of the variations of organic matter abundance and hydrocarbon-generating potential during geological processes // *Geological Review*. 2003. Vol. 49, N 3. P. 292–297.

Norwegian Offshore Directorate. URL: <https://factpages.sodir.no> (дата обращения: 25.11.2025).

Pepper A.S., Corvi P.J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas generation from kerogen // *Marine and petroleum geology*. 1995. Vol. 12, N 3. P. 291–319.

Peters K.E., Cassa M.R. Applied source rock geochemistry. The Petroleum System — From Source to Trap / Eds. L.B. Magoon, W.G. Dow // American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1994. Vol. 60. P. 93–117.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. Geochemical screening, The Biomarker Guide: Vol. 1, Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

Wang Q., Li Y., Sanei H., et al. Restoration of buried organic carbon for catagenesis-affected rocks using Rock-Eval thermal analysis: Assumptions, performance, and uncertainty analysis // *Earth-Science Reviews*. 2025. Vol. 267. P. 105155.

Статья поступила в редакцию 05.11.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 550.8.01: 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-58-69

**ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА**

**Полина Григорьевна Зотова<sup>1</sup>, Мария Александровна Большакова<sup>2</sup>✉,  
Елена Юрьевна Макарова<sup>3</sup>, Наталия Владимировна Пронина<sup>4</sup>,  
Анастасия Петровна Вайтехович<sup>5</sup>, Руслан Айратович Хамидуллин<sup>6</sup>,  
Валерий Сергеевич Илясов<sup>7</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; polinalisiano@gmail.com<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.bolshakova@oilmsu.ru✉<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lenamakarova87@yandex.ru<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvproncl@mail.ru<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nastyavait@mail.ru<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ruslan\_msu@mail.ru<sup>7</sup> ООО «Газпромнефть-Ямал», Тюмень, Россия; 230989@list.ru

**Аннотация.** Данная работа посвящена комплексному изучению состава, свойств и генерационного потенциала органического вещества горючих сланцев месторождений Волжского бассейна. Полученные результаты показали, что органическое вещество представлено преимущественно мацералами группы липтинита, степень преобразованности низкая (протокатагенез), отложения обладают превосходным нефтегазогенерационным потенциалом. Для разных месторождений горючих сланцев отмечены вариации состава органического вещества и минеральных компонентов.

**Ключевые слова:** верхнеюрские отложения, сапропелевое органическое вещество, петрография органического вещества, мацералы, горючие сланцы, Волжский сланценосный бассейн, кинетические спектры

**Для цитирования:** Зотова П.Г., Большакова М.А., Макарова Е.Ю., Пронина Н.В., Вайтехович А.П., Хамидуллин Р.А., Илясов В.С. Органическое вещество горючих сланцев Волжского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 58–69.

**THE ORGANIC MATTER OF THE VOLGA BASIN OIL SHALES**

**Polina G. Zotova<sup>1</sup>, Maria A. Bolshakova<sup>2</sup>✉, Elena Yu. Makarova<sup>3</sup>, Natalya V. Pronina<sup>4</sup>,  
Anastasiya P. Vaitekhovich<sup>5</sup>, Ruslan A. Khamidullin<sup>6</sup>, Valeriy S. Ilyasov<sup>7</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; polinalisiano@gmail.com<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.bolshakova@oilmsu.ru✉<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lenamakarova87@yandex.ru<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvproncl@mail.ru<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nastyavait@mail.ru<sup>6</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ruslan\_msu@mail.ru<sup>7</sup> ООО «Газпромнефть-Ямал», Тюмень, Россия; 230989@list.ru

**Abstract.** The article is devoted to study of the composition, properties and generation potential of organic matter of oil shale deposits in the Volga basin. The results showed that the organic matter is mainly represented by macerals of the liptinite group, the maturity is low (protocatagenesis), and the deposits have an “excellent” (maximum) oil and gas generation potential. Variations in the composition of organic matter and mineral components are noted for different oil shale deposits.

**Keywords:** Upper Jurassic sediments, sapropelic organic matter, petrography of organic matter, macerals, oil shales, Volga shale basin, kinetic spectra

**For citation:** Zotova P.G., Bolshakova M.A., Makarova E.Yu., Pronina N.V., Vaitekhovich A.P., Khamidullin R.A., Ilyasov V.S. The organic matter of the Volga basin oil shales. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 58–69. (In Russ.).

**Введение.** Горючие сланцы — твердое горючее полезное ископаемое. Представляют собой осадочные тонкозернистые горные породы, обогащенные катагенетически слабо преобразованным сапропелевым органическим веществом (ОВ) [Зеленин, 1983]. Интерес геологов-нефтяников связан прежде всего с рассмотрением их в качестве потенциально нефтегазоматеринских пород, причем исходное (не затронутое еще катагенезом) состояние в них ОВ

позволяет максимально полно исследовать его состав и оценить генерационный потенциал. Таким образом, горючие сланцы являются идеальным объектом для изучения.

Данная работа посвящена исследованию органического вещества верхнеюрских горючих сланцев нескольких месторождений Волжского сланценосного бассейна с целью представить детальную характеристику ОВ на современном аналитическом уровне.

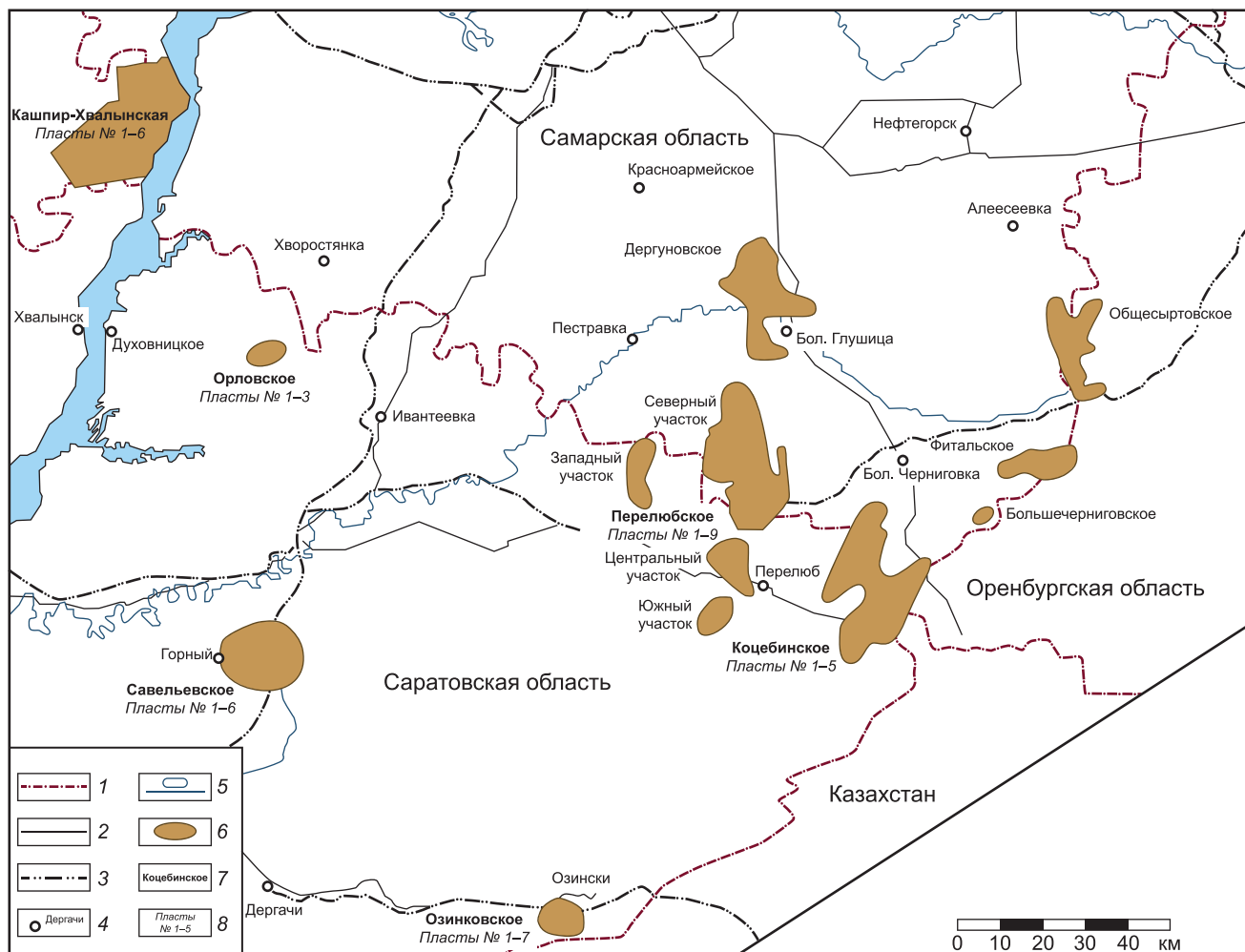


Рис. 1. Обзорная схема месторождений горючих сланцев Волжского сланцевого бассейна по материалам [Самородов и др., 1983]: 1 — административные границы, 2 — автомобильные дороги, 3 — железные дороги, 4 — населенные пункты, 5 — гидросеть, 6 — месторождения, 7 — название месторождения, 8 — количество продуктивных пластов

Месторождения горючих сланцев Волжского бассейна известны с середины XIX в. и достаточно подробно описаны в геологических трудах, посвященных стратиграфическим исследованиям. Геологоразведочные работы на этих месторождениях начались еще в 1920-х годах, а планомерное изучение относится к началу 1940-х в связи с их энергетическим и химико-технологическим использованием. 1970–1980-е годы отмечены геологоразведочными и тематическими работами на отдельных месторождениях бассейна.

Горючим сланцам Волжского бассейна посвящены детальные работы Внукова А.В. [1983] и Хрусталева Г.К. [1985], Явхуты Г.В. [1978], Илясова В.С. [2020], но комплексное исследование ОВ методами органической петрографии и геохимии ранее не проводилось, что, вероятно, связано с тем, что такой подход к исследованию твердых горючих ископаемых приобрел популярность относительно недавно в связи с работами по извлечению нефти и газа из «нетрадиционных» коллекторов — например, высокоуглеродистых формаций (ВУФ) [Ступакова и др., 2015, 2017; Карпушин и др., 2022, 2023; Завьялова и др., 2023; Калмыков и др., 2017; Санникова, 2019].

Волжский сланцевый бассейн расположен на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в Нижнем Поволжье, на территории, имеющей развитую инфраструктуру (рис. 1), что создает благоприятные экономические предпосылки для освоения месторождений. В настоящее время добыча горючих сланцев ведется только на Кашпирском месторождении (АО «Медхим»).

В структурном отношении бассейн приурочен к Бузулукской, Мелекесской, Сосновской, Кузнецовской, Неверинской впадинам, Пугачевскому, Жигулевскому, Токмовскому сводам, Сокской седловине (рис. 2). На севере граница бассейна эрозионная, совпадает с выходами верхнеюрских отложений на поверхность; на западе и востоке граница условная, приблизительно совпадает с фациальным замещением горючих сланцев глинами; на юге граница не установлена, но, по данным единичных пробуренных скважин, можно предположить, что сланцевые отложения погружаются и имеют продолжение в акватории Каспийского моря [Прокофьева, 1988].

Отложения, вмещающие пласты горючих сланцев, приурочены к волжскому ярусу верхней юры с максимумом развития горючих сланцев в аммо-

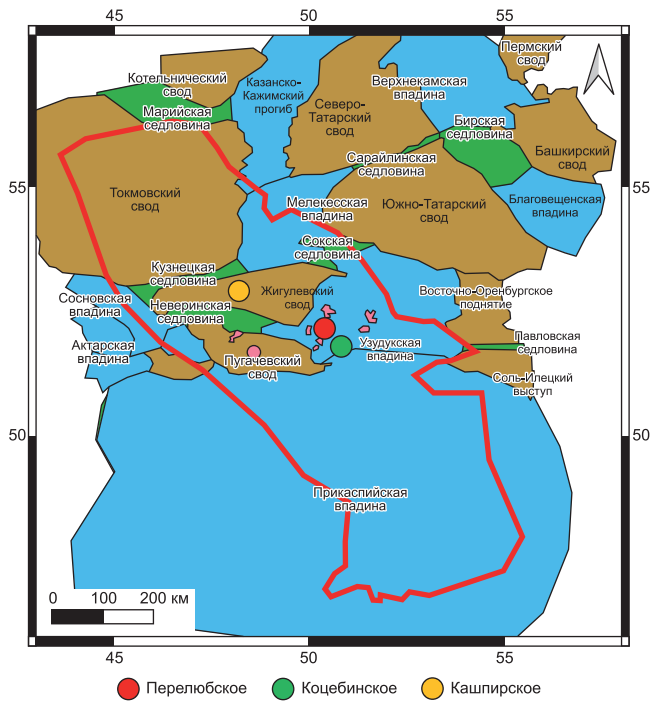


Рис. 2. Тектоническая схема с условными границами Волжского бассейна по материалам ФГУП «НВНИИГТ» и ИГИРГИ. Группа месторождений в центральной части бассейна

нитовой зоне *Dorsoplanites panderi* средневожского подъяруса. Сланценовые отложения залегают со стратиграфическим несогласием на породах различного возраста: от раннепермского до позднеюрского (оксфордского), перекрываются разновозрастными образованиями от нижнемеловых до четвертичных и местами выходят на дневную поверхность [Орлова, Жариков, 2021].

Суммарная мощность отложений, не затронутых последующим размывом, изменяется от 23 до 133 м. Они сложены, преимущественно, глинистым породами, включающими пласты и пропластки горючих сланцев толщиной от 0,05 до 12,0 м [Иовлев, 1990].

Геодинамическая обстановка юрско-палеогенового времени характеризуется общей широкой трансгрессией со стороны Тетиса. В среднеюрскую эпоху море наступает с юго-востока и севера и проникает в Саратовскую впадину. Формирование осадков связано с наличием широкого пролива, соединявшего в юрское время Арктические и Южные моря на юге Евразии, что приводило к соединению бореальных и тетических бассейнов и смешиванию разнотемпературных вод. Однако, эта связь не была постоянной и временами прерывалась. Морской бассейн волжского времени протягивался широкой меридиональной полосой через всю восточную часть Восточно-Европейской платформы (рис. 3). На заключительном этапе позднеюрского времени (в волжский век) сформировались отложения, существенно обогащенные органическим веществом [Атлас..., 2002].

Средневожское время, а точнее фаза *Dorsoplanites panderi*, было наиболее благоприятным для образо-

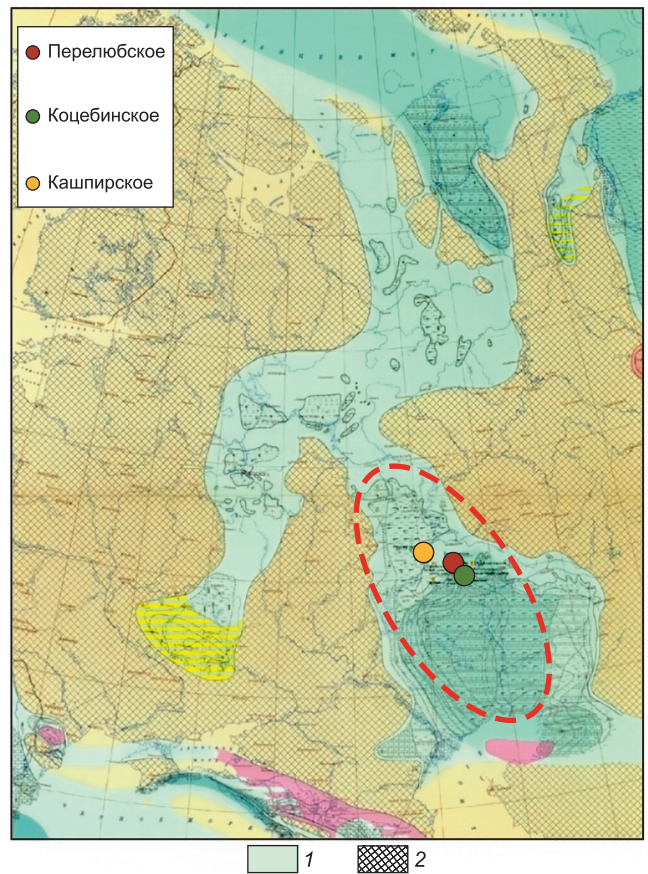


Рис. 3. Фрагмент палеогеографической карты волжского века поздней юры [Атлас..., 1968]: 1 — морские условия осадконакопления; 2 — континентальные условия осадконакопления; красным контуром условно показано положение Волжского сланценового бассейна; группа месторождений в центральной части бассейна

вания сапропелевых отложений. На огромных акваториях эпиконтинентального морского бассейна с небольшими глубинами в 50–100 м (зона мелкого шельфа) море было теплым, прогретым, что способствовало развитию планктонных организмов, водной растительности и многообразной фауны, которые и сформировали толщи сапропелевых илов. Незначительные колебательные движения приводили к чередованию глинистых и глинисто-сапропелевых осадков.

С наступлением фазы *Virgatites Virgatus* тектоническая обстановка несколько усложнилась — в волжском бассейне произошло повсеместное поднятие, в результате которого накопление сапропелевых отложений прекратилось [Явхута, 1978].

Морские обстановки осадконакопления сохранялись до конца эоценовой эпохи. В позднеолигоценное время происходит воздымание территории, связанное с проявлением крупной савской фазы складчатости, начинается активное проявление денудационных процессов, и на всей рассматриваемой территории формируется олигоценная денудационная равнина.

**Материалы и методы исследований.** Для исследований была использована коллекция аншлифов

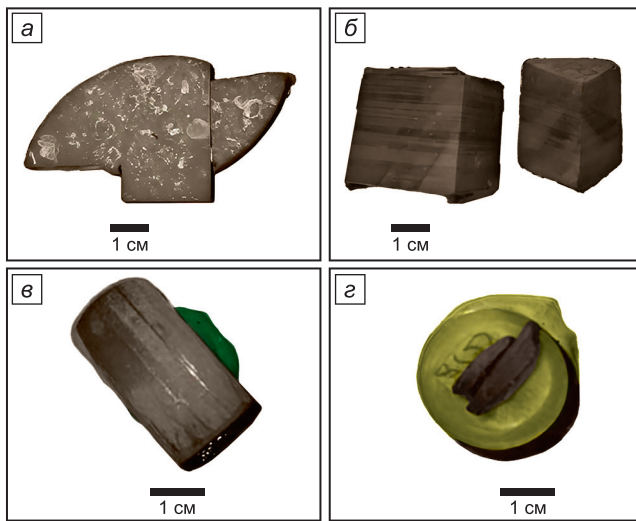


Рис. 4. Образцы керна материала Перелюбского месторождения — обр. 11 (а), обр. 20 (б); аншлифы Перелюбского месторождения — обр. 8(1) (в), обр. 8(2) (з)

(20 штук) и образцов керна материала горючих сланцев Волжского бассейна трех месторождений: Перелюбского (9 образцов), Кашпирского (3 образца) и Коцебинского (3 образца) (рис. 4). Образцы для исследований предоставлены Илясовым В.С.

Проведенный комплекс исследований включал: пиролизические и кинетические исследования, рентгенофазовый анализ (РФА), литологическое описание шлифов горючих сланцев, исследование мацерального состава ОВ в аншлифах.

Геохимические исследования проводились в лабораториях кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, на пиролизаторе Rock-Eval 6 Standard (Vinci Technologies), также была использована база данных с результатами исследований, выполненных Илясовым В.С. [2020].

Петрографические исследования проводились в лаборатории угля кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ на установке QDI302 (CraicTechnologies) согласно ГОСТам: Р 55663-2013 (соответствует международному стандарту ISO 7404-2:2009) «Методы петрографического анализа углей. Ч. 2: Методы подготовки проб углей»; Р 55662-2013 (соответствует международному стандарту ISO 7404-3:2009) «Методы петрографического анализа углей. Ч. 3: Методы определения мацерального состава». Петрографические исследования проведены с 50-кратным увеличением, в масляной иммерсии в простом отраженном белом свете, а также в ультрафиолетовом (УФ) свете с голубым (UV blue) фильтром.

Литолого-петрографические исследования шлифов керна материала были выполнены для сланцев Перелюбского (скважина № 559) и Коцебинского месторождений (скважина № 133) с использованием микроскопа AxioLab A1 POL [Илясов, 2020].

РФА выполнялся на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3М с гониометрами ГУР-8 на кафедре

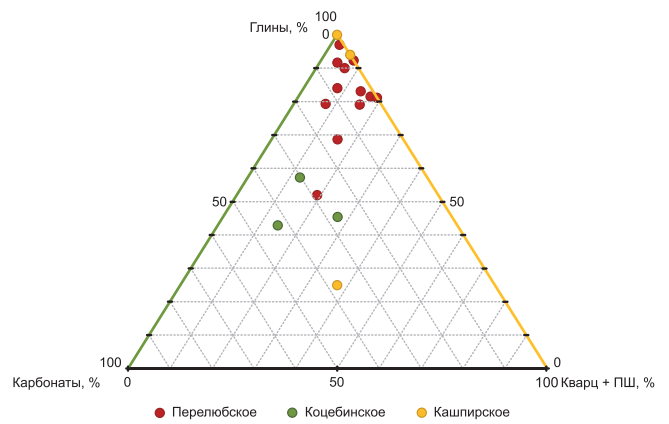


Рис. 5. Минеральный состав горючих сланцев месторождений Волжского бассейна

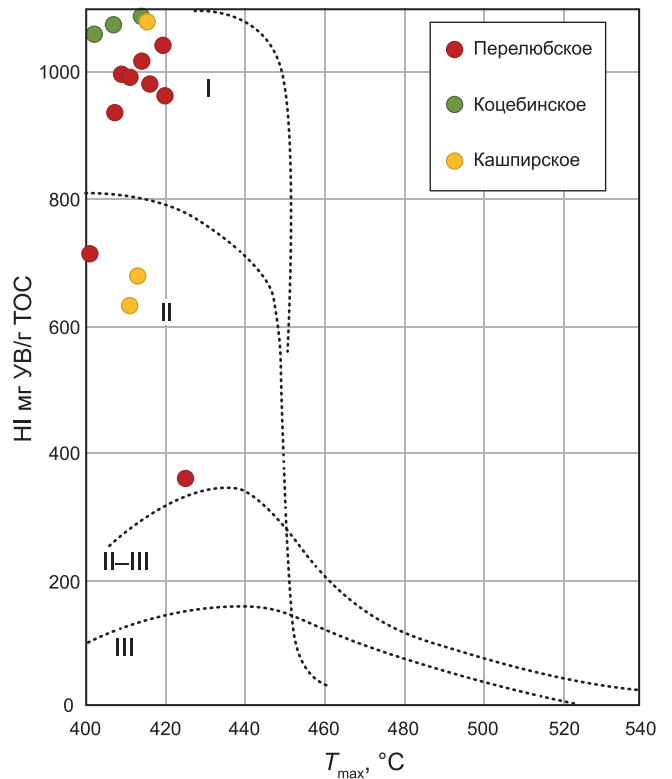


Рис. 6. Результаты пиролизических исследований образцов горючих сланцев

нефтегазовой седиментологии и морской геологии старшим преподавателем В.Л. Косоруковым.

**Результаты исследований. Минеральный состав.** Минеральные компоненты пород, содержащих ОВ, представлены, преимущественно, глинистыми минералами (рис. 5), их содержание варьирует в широких пределах от 25 до 100 %, присутствуют также карбонатные породы (кальцит) и терригенная составляющая (кварц, полевые шпаты). Наибольшей карбонатностью характеризуются образцы Коцебинского месторождения. Для образцов Кашпирского месторождения особенностью является значительное содержание сульфатов.

**Пиролизические исследования.** Результаты пиролизических исследований приведены в табл. 1.

Таблица 1

## Результаты пиролиза горючих сланцев Волжского бассейна

Месторождение	Образец	Глубина, м	ТОС, вес%	HI, мгУВ/гТОС	$T_{max}$ , °C
			Total Organic Carbon	Hydrogen Index, S2/ТОС*100	Maturity
Перелюбское	Пер. 1	79	19,11	936	407
	Пер. 14	88,7	13,7	997	409
	Пер. 92.7	92,7	2,18	360	425
	Пер. 4(1)	94,6	15,55	1017	414
	Пер. 19	100,5	19,01	992	411
	Пер. 20	106	5,76	714	401
	Пер. 7	120	9,22	1041	419
	Пер. 8(1)	152,3	7,04	963	420
	Пер. 8(2)	156	9,86	981	416
Коцебинское	Коц. 1	32,8	14,48	1089	414
	Коц. 2	35	16,31	1075	407
	Коц. 3(2)	38,7	18,39	1059	402
Кашпирское	Каш. 2(1)	145,7	25,84	632	411
	Каш. 2(2)	146,3	12,81	1081	415
	Каш. 2(3)	146,9	18,8	678	413

Органическое вещество исследованных образцов горючих сланцев относится преимущественно к I и II типам — сапропелевому и смешанному (рис. 6), характеризуется низкой зрелостью — градации ПК, и очень высоким (превосходным) генерационным потенциалом — водородный индекс многих образцов превышает 1000 мг УВ/г ТОС. Содержание органического углерода в породах, в целом, высокое и изменяется в пределах 2–25 % (табл. 1).

I тип представляет собой кероген с высоким атомным отношением Н/С (1,5 и более) и низким значением О/С (менее 0,1). Источником ОВ такого керогена является водорослевая органика, а также рассеянное ОВ, которое в значительной степени подверглось переработке микроорганизмами. Кероген в этом случае представляет собой производное смеси измененных и собственно бактериальных липидов [Соболева, 2010].

II тип также характеризуется относительно высокими, но ниже, чем I тип, значениями Н/С и низкими О/С. Этот тип керогена связан с ОВ морского генезиса и является производным от смеси остатков фитопланктона, зоопланктона, бактерий, накапливающихся преимущественно в восстановительной обстановке.

Однокомпонентные кинетические спектры деструкции ОВ горючих сланцев Волжского бассейна (рис. 7) представляют собой гистограмму зависимости количества выхода продуктов деструкции керогена (в %) от энергии активации реакции его деструкции (ккал/моль). Спектры отражают массовые доли выхода углеводородов (УВ) из керогена и энергии активации, необходимые для реакции термического преобразования керогена.

Отметим, что такое широкое распределение выхода УВ по энергиям активации нетипично для

кинетических спектров ОВ типа I, а характерно скорее для ОВ типа III, эта особенность распределения, вероятнее всего, связана с очень низкой преобразованностью ОВ и заслуживает дальнейших исследований [Большакова и др., 2025].

Общий вид кинетического спектра деструкции керогена различен как при использовании наиболее вероятного (нефиксированного) частотного фактора, так и при использовании фиксированного  $A = 10^{14} \text{ c}^{-1}$ .

При использовании нефиксированного частотного фактора диапазон изменения энергий активации в кинетическом спектре образцов Волжского бассейна смещается в сторону больших энергий, что указывает на необходимость большего прогрева для деструкции керогена (рис. 7, а-2, б-2).

**Петрография органического вещества.** Было проведено изучение мацерального состава органического вещества горючих сланцев в соответствии с международной классификацией мацералов рассеянного ОВ (табл. 2).

ОВ представлено преимущественно компонентами группы липтинита (L) — альгинитом (alg). При визуальном определении его очень много — до 85 % от общей площади аншлифа. Альгинит представлен двумя разновидностями — телальгинитом (tel) и ламальгинитом (lam). Компоненты трудно определяются в простом отраженном свете, образуя ступки коричневого цвета, в УФ свете хорошо прослеживается линзовидная и волокнообразная форма компонентов; распределение фрагментарное по слоистости; свечение в УФ чаще неяркое, зеленовато-коричневое, болотное, но для отдельных мацералов от желтого до голубого.

Ламальгинит имеет наибольшее распространение в изученных образцах, встречается как в виде тон-

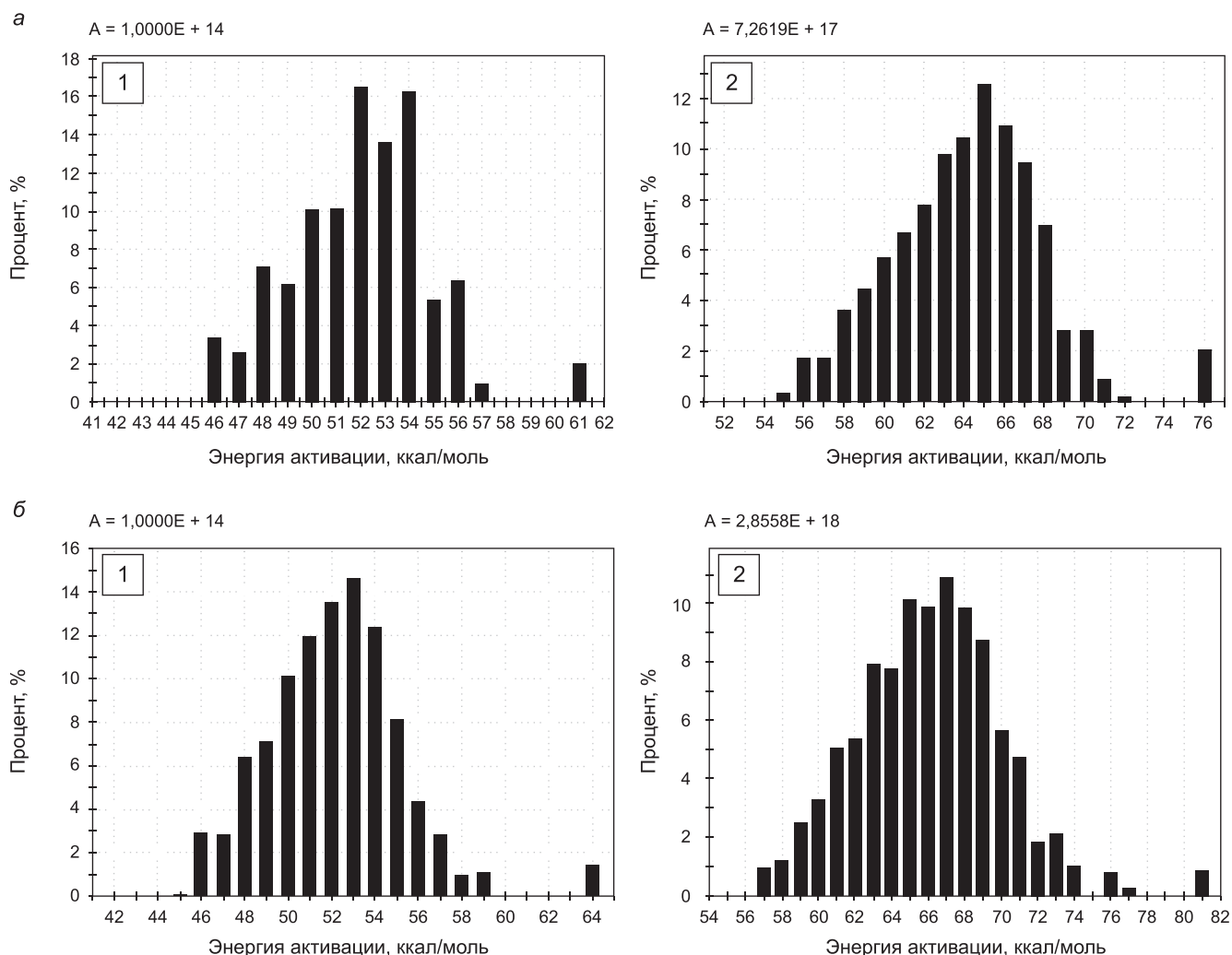


Рис. 7. Кинетические спектры горючих сланцев Перелюбского месторождения Волжского бассейна — обр. № 11 (а), обр. № 20 (б) с фиксированным частотным фактором (1) и с нефиксированным частотным фактором (2)

ких нитевидных прослоев (ламелей) неправильной формы, так и в виде веретеноподобных скоплений (рис. 8), а телальгинит оформлен отдельными «телами» (рис. 9), часто имеет более яркое свечение в УФ свете.

Исследования под микроскопом также выявили наличие мацералов группы инертинита (I): фюзинит — встречается в одном образце Кашпирского месторождения, обр. 2(3) (рис. 10, а). Единичные компоненты представлены группой витринита (Vt), преимущественно гелинитом, или неидентифицируемыми обломками других мацералов группы Vt — витродетринитом. По морфологии зерен (обломочный характер, окатанность) и характеру распределения витринит можно отнести к переотложенным включениям (рис. 10, б).

Минеральные примеси представлены многочисленными включениями изометричных зерен пирита (диагенетического происхождения), пестрыми темно-серыми прослоями глинистого материала в образцах всех трех месторождений. Встречаются остатки радиолярий и фрагменты крупных раковин.

**Обсуждение результатов.** Комплексирование результатов проведенных исследований приведено

Таблица 2

**Классификация ICCP/TSOP мацералов рассеянного ОВ с доб. [ICCP System 1994, 1998, 2001, Stasiuk et al., 2002]. Фрагмент**

Группа	Мацерал
Липтинита	Альгинит телальгинит ламальгинит
	Битуминит
Зоокласты	Сколекодонты
	Граптолиты
	Хитинозои
	Фораминиферы
Вторичные продукты	Твердые битумы
	Пиробитумы
	Нефть

на планшетах (рис. 11; 13; 14), где наглядно охарактеризовано процентное содержание и мацеральный состав ОВ в образцах и сопоставлены результаты пиролитических и петрографических исследований с минеральным составом пород.

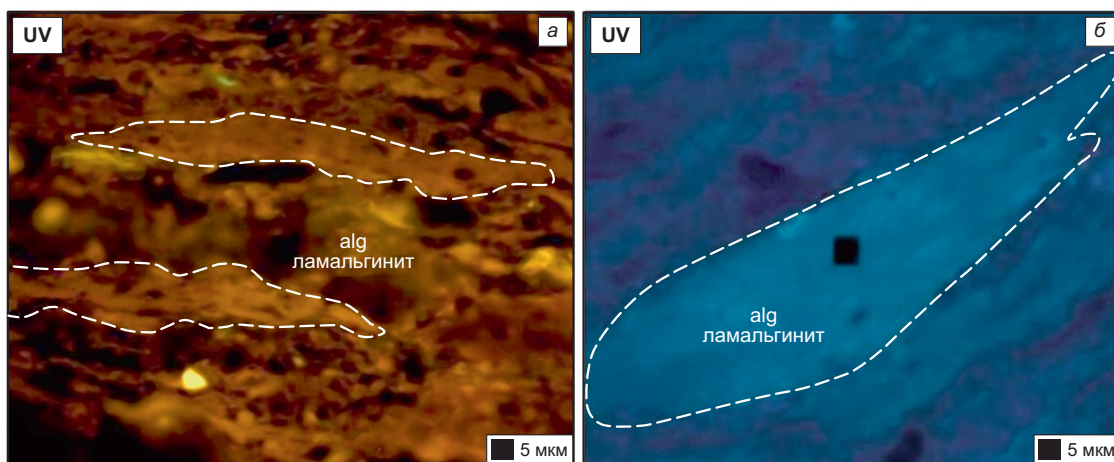


Рис. 8. Ламальгинит. Перелюбское месторождение, обр. № 20 (а), Кашпирское месторождение, обр. № 2(2) (б). UV — в UV blue свете

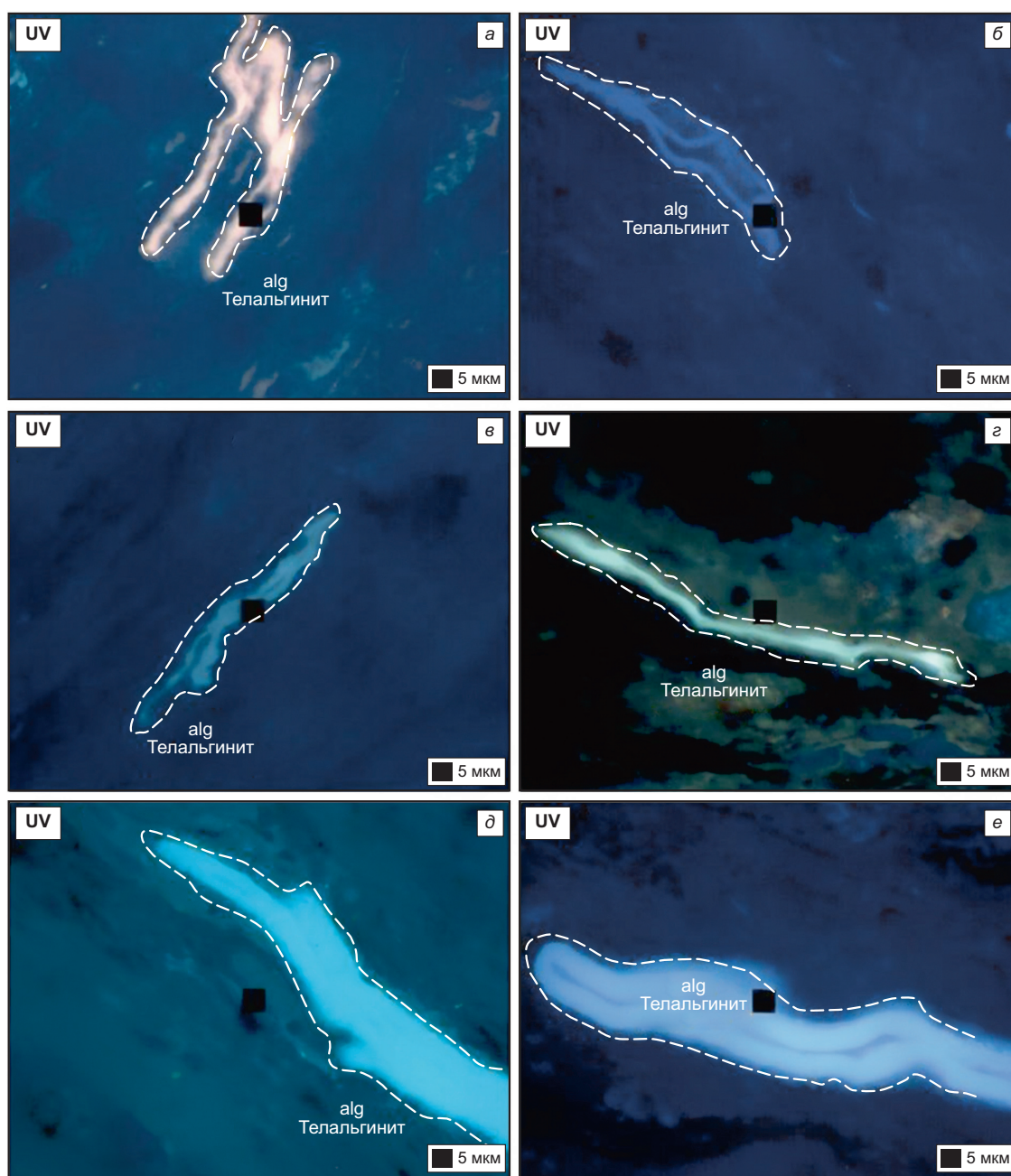


Рис. 9. Телальгинит. Перелюбское месторождение, обр. № 72 (а), обр. № 14 (б), обр. № 1 (д); Кашпирское месторождение обр. № 7 (z), обр. № 2(1) (z); Коцебинское месторождение, обр. № 0 (е). UV — в UV blue свете

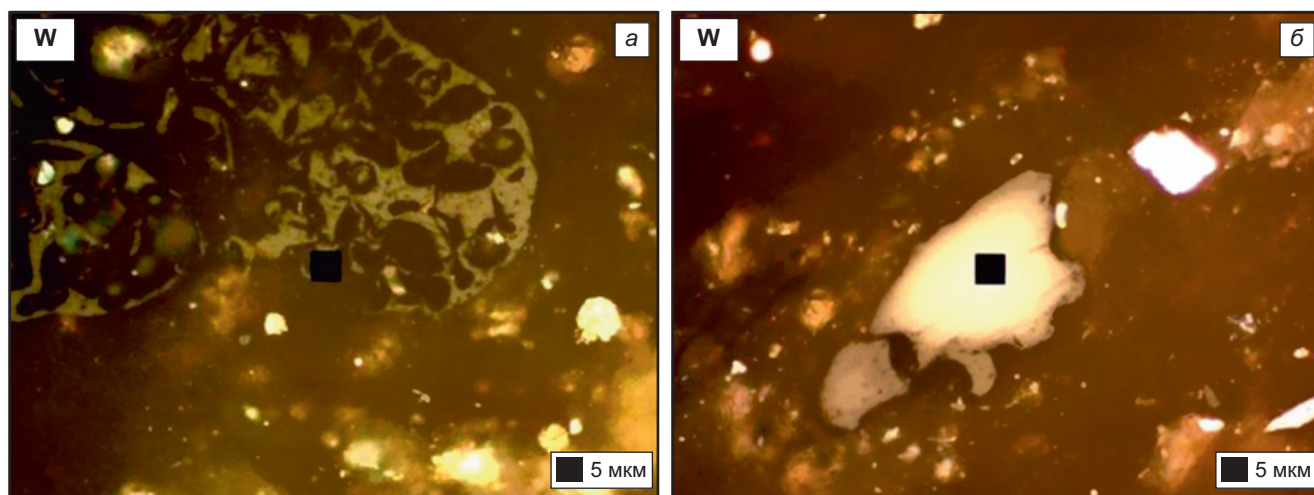


Рис. 10. Второстепенные мацералы: а — фюзинит, Кашпирское месторождение, обр. 2(3); б — витринит (Vt), Кашпирское месторождение, обр. 2(2). W — в простом отраженном свете

Для Перелюбского месторождения использована литолого-стратиграфическая колонка скважины № 559 с вынесенным положением исследуемых образцов. Для других месторождений показана только глубина отбора проб. Далее, в левом столбце планшета представлен обобщенный минеральный состав пород (приведенный к 100 %) по описанию шлифов и данных РФА. Средний столбец представляет собой компиляцию соотношений органического вещества и минеральной матрицы в исследованных аншлифах. Для ОВ приведена цветовая кодировка, отражающая его мацеральный состав (альгинит — ламальгинит и телальгинит, витринит, инертинит — фюзинит). Все процентные соотношения (ОВ и минеральные примеси) рассчитаны на площадь аншлифа. В крайнем правом столбце приведены некоторые параметры (наиболее значимые для описания ОВ горючих сланцев) пиролитических исследований в виде совмещенной диаграммы значений ТОС (общий органический углерод) и НІ (водородный индекс).

**Перелюбское месторождение.** Наибольшее количество исследованных образцов представлено горючими сланцами Перелюбского месторождения. Их минеральный состав однороден: основную долю составляют глинистые минералы. Доля кремнистой компоненты невелика, а в некоторых образцах присутствует незначительное количество карбонатных фрагментов, часто биогенного происхождения (например, фрагменты раковин), причем вверх по разрезу доля карбонатного материала заметно уменьшается.

Для этих сланцев характерно высокое содержание органического вещества (ТОС от 2 до 19 %), которое обладает очень высоким генерационным потенциалом (НІ от 360 до 1041 мг УВ/г ТОС). Наблюдается прямая зависимость: более высоким концентрациям ОВ соответствуют и более высокие значения его генерационной способности (рис. 11; 12). Мацеральный состав, как и минеральный, однороден: органическое вещество сложено преимущест-

венно мацералами группы липтинита, в основном, ламальгинитом с относительно небольшой долей телальгинита (рис. 11). В четырех образцах были встречены мацералы группы витринита в незначительном объеме.

**Коцебинское месторождение.** Горючие сланцы Коцебинского месторождения минералогически отличаются от Перелюбских. Здесь кремнисто-карбонатная часть более существенна, и ее доля сравнима с долей глинистых минералов в породе. Карбонатный материал представлен зернами кальцита, отдельные фрагменты раковин встречаются только в одном образце. Содержание органического вещества и его свойства в исследованных образцах близки с образцами Перелюбского месторождения: ТОС составляет от 14 до 18 %, а водородный индекс остается очень высоким — более 1000 мг УВ/г ТОС. ОВ также представлено в основном ламальгинитом, телальгинит встречается в существенно меньшем количестве (рис. 13).

**Кашпирское месторождение.** Образцы горючих сланцев Кашпирского месторождения существенно отличаются по минералогическому составу от пород двух предыдущих месторождений и демонстрируют значительную вариабельность даже между собой (рис. 14). Их объединяет наличие значительной доли гипса. В одном образце преобладает гипс; в другом — гипс, карбонатные, кремнистые и глинистые минералы присутствуют в относительно равных долях; в третьем — доминируют глинистые минералы, гипс и кремнистая компонента находятся в подчиненном положении, а карбонаты отсутствуют.

Органическое вещество в Кашпирских сланцах содержится в больших концентрациях (ТОС от 18 до 25 %) и, как и минеральное вещество, является более разнообразным по своему составу. Петрографически в ОВ этих образцов доминирует ламальгинит, телальгинит присутствует в подчиненном значении. Однако, в одном образце встречен фрагмент фюзинита, а в двух отмечен витринит, причем явно

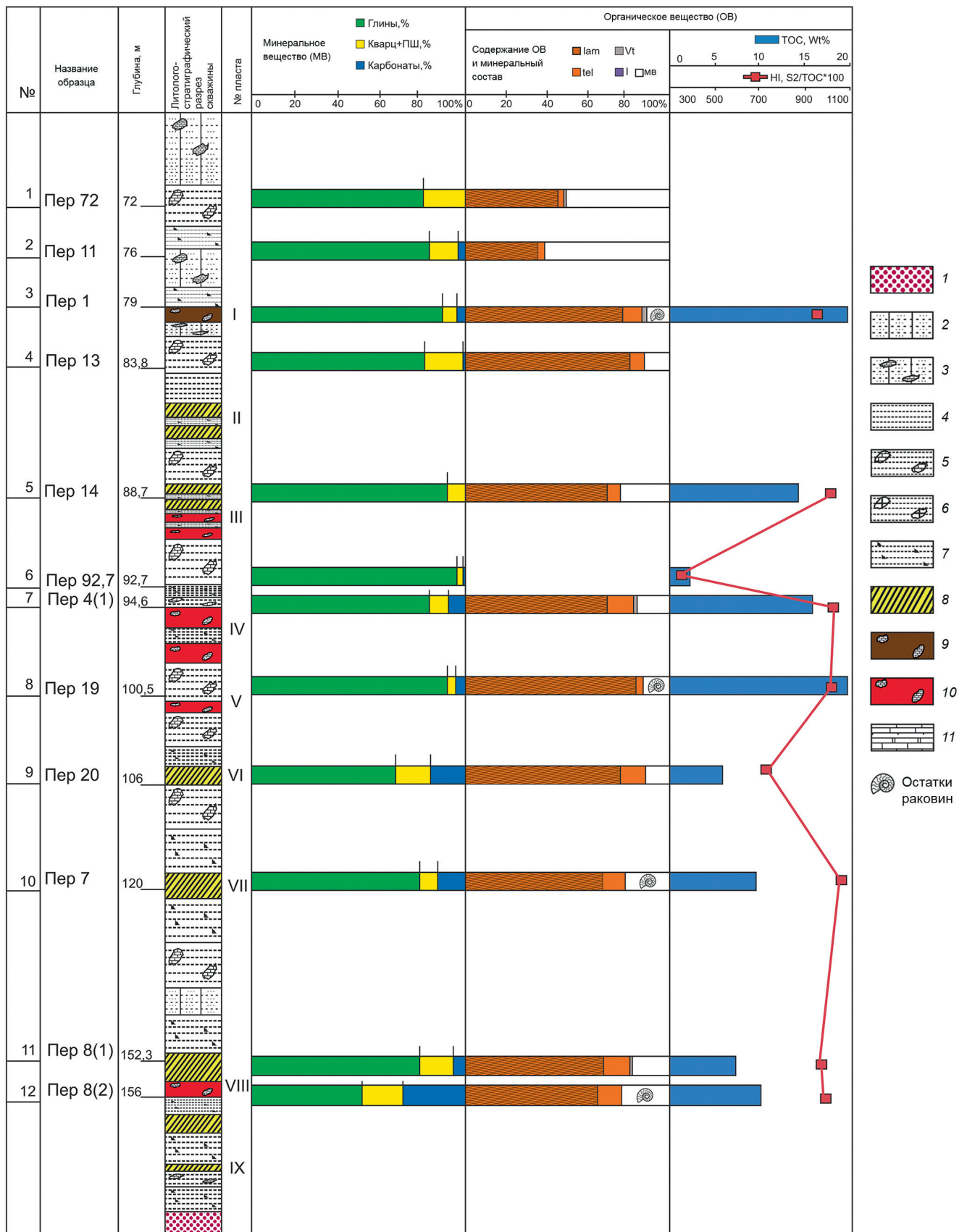


Рис. 11. Характеристика образцов Перелюбского месторождения. Условные обозначения к литолого-стратиграфическому разрез скважины № 559: 1 — песчаники с фосфатными желваками, 2 — алевриты с глинистым цементом, 3 — алевриты с кальцитовым цементом, 4 — глины бескарбонатные и слабоизвестковистые, алевритистые, 5 — глины известковистые алевритистые и алевритовые, 6 — глины известковые, 7 — глины сапропелевые, 8 — горючие сланцы известковистые, 9 — горючие сланцы известковые, 10 — горючие сланцы с наиболее высоким содержанием ОВ, 11 — алевритисто-глинистые известняки [Букина, 2013; Ильясов, 2020]

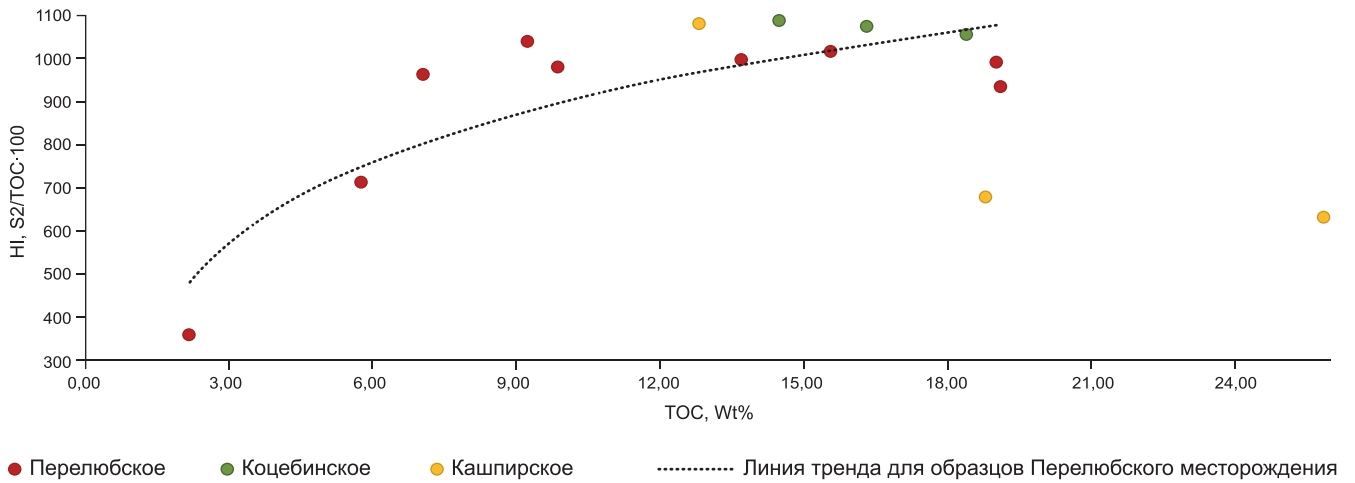


Рис. 12. График зависимости водородного индекса от содержания органического вещества

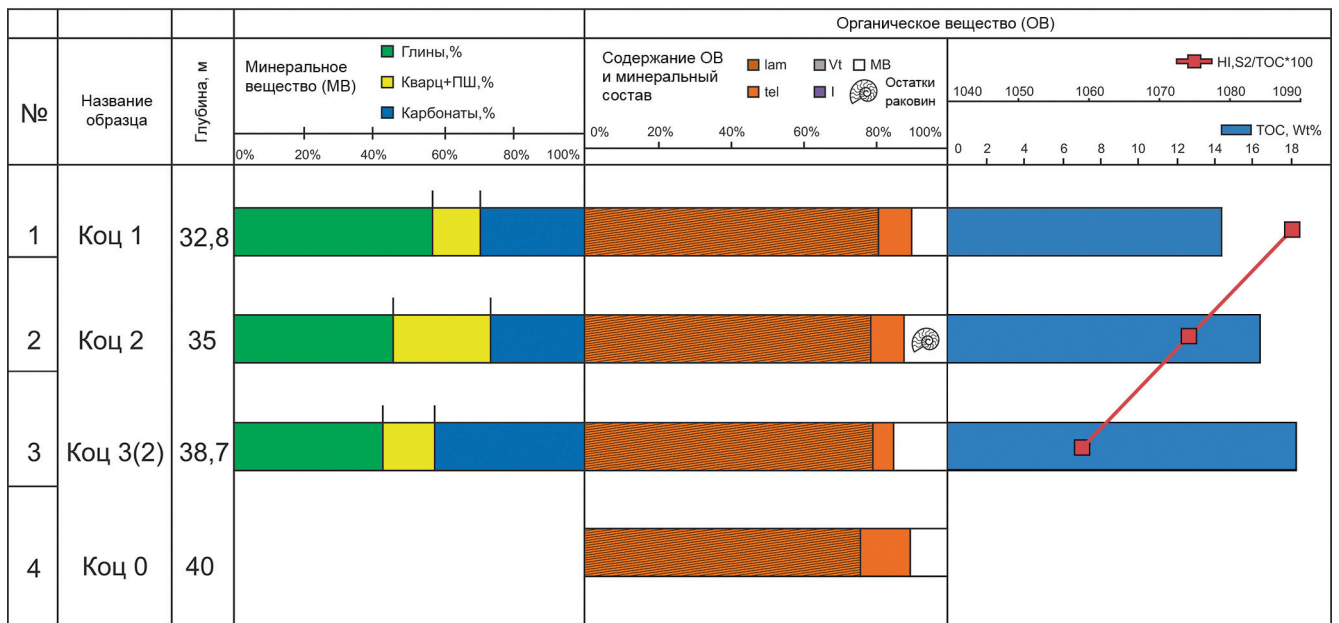


Рис. 13. Характеристика образцов Коцебинского месторождения

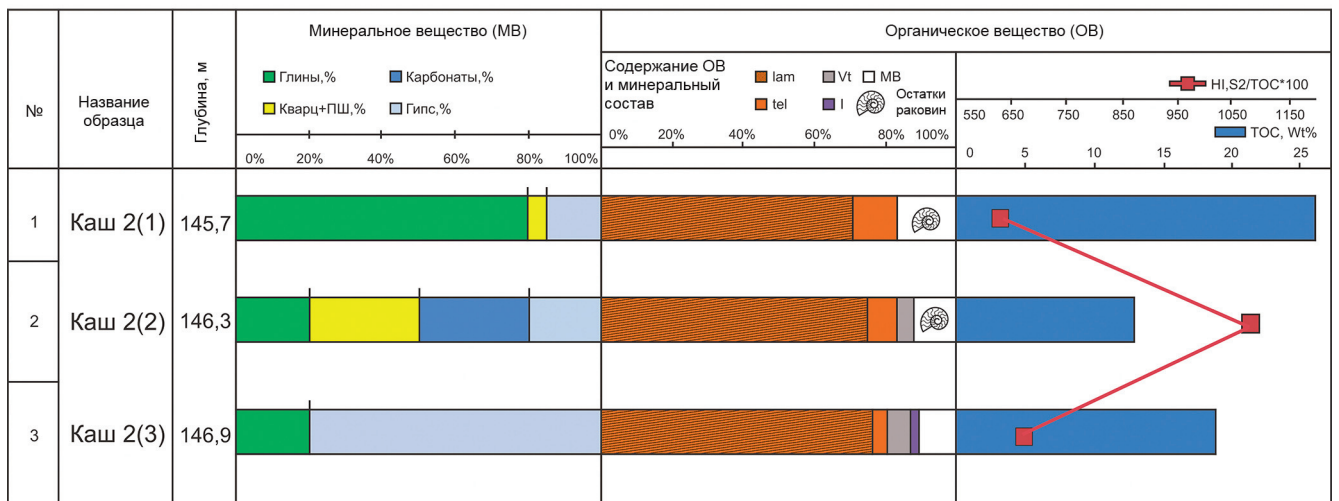


Рис. 14. Характеристика образцов Кашпирского месторождения

переотложенный, что свидетельствует о привносе органического вещества высших растений (континентальный источник сноса). Важно отметить, что автохтонное (первичное) органическое вещество Кашпирских сланцев по составу схоже с ОВ сланцев других изученных месторождений (см. рис. 8, 9). Водородный индекс значительно варьирует: в двух образцах он составляет около 600 мг УВ/г ТОС, а в одном превышает 1000 мг УВ/г ТОС.

**Заключение.** 1. Проведенное исследование позволило установить четкие минералого-геохимические различия между горючими сланцами трех месторождений.

Перелюбское месторождение отличается однородным глинистым составом.

Коцебинское характеризуется сопоставимыми долями глинистых, кремнистых и карбонатных минералов.

Кашпирское демонстрирует наибольшую неоднородность с существенной ролью гипса, что указывает на иные условия осадконакопления.

2. Мацеральный состав ОВ, в целом, однороден и представлен преимущественно альгинитом (группа липтинита) из водорослевых органических остатков со следами бактериальной переработки. Образцы Кашпирского месторождения, в которых присутствует переотложенный витринит и инертинит, свидетельствующие об аллохтонном (привнесенном) источнике части ОВ, могли накапливаться в более мелководных условиях, что коррелируется с данными минерального состава.

3. Высокий генерационный потенциал органического вещества характерен для всех изученных образцов (НИ > 600, а часто и > 1000 мг УВ/г ТОС). ОВ относится к I-II типу. Степень катагенетической зрелости ОВ — протокатагенез.

4. Для пород Перелюбского и Коцебинского месторождений установлена прямая зависимость между общим содержанием органического углерода

(ТОС) и его потенциалом (водородным индексом НИ) — с ростом концентрации ОВ увеличивается и его генерационный потенциал.

На основании комплекса проведенных исследований можно сделать вывод, что осадконакопление и захоронение органического вещества происходило в преимущественно восстановительных условиях с существенной долей бактериальной переработки. Ключевыми доказательствами этого являются мацеральный состав ОВ, представленный альгинитом, и повсеместное присутствие диагенетического пирита. Наличие переотложенных фрагментов высшей растительности и гипса в некоторых образцах (Кашпирское месторождение) может свидетельствовать об относительной изолированности отдельных впадин, большей их мелководности вплоть до пересыхания (возможно отдельные лагуны).

Полученные результаты могут применяться для прогноза свойств верхнеюрских нефтегазоматеринских отложений Восточно-Европейской платформы, а также могут использоваться при прогнозе нефтегазоносности, в частности Арктического шельфа, где разновозрастные и генетически близкие породы погружены и находятся в более катагенетически преобразованном состоянии (вплоть до главной зоны нефтеобразования).

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность за предоставленные образцы Илясову В.С. и за содействие в проведении исследований Косорукову В.Л., Кожанову Д.Д., Грязновой Д.А., Корневой Т.Н.

**Финансирование.** Работа выполнена на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ в рамках госбюджетных тем: «Оценка ресурсов трудноизвлекаемых углеводородов и разработка инновационных методов их освоения», номер ЦИТИС АААА-А16-116033010113-2; и «Изучение углеводородных ресурсов морских акваторий и Арктического региона Российской Федерации», номер ЦИТИС АААА-А16-116033010095-1.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды / Гл. ред. А.П. Виноградов, зам. гл. ред. В.М. Верещагин, В.Д. Наливкин и др. М.: ГУГК, 1968. Л. 77.

Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Ред. С.Ж. Даукеев, Б.С. Ужкенов, Н.В. Милетенко и др. Алматы: Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, 2002. Л. 26.

Большакова М.А., Ситар К.А., Деленгов М.Т. и др. О типах органического вещества осадочных горных пород // Ломоносовские чтения. Секция «Геология», Подсекция «Геологии и геохимии горючих ископаемых»: Сборник тезисов докладов. М., 2025. С. 36–39.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2013. 128 с.

Завьялова А.П., Карпушин М.Ю., Ступакова А.В. и др. Строение, условия формирования и нефтегазоносность

отложений доманикоидной высокоуглеродистой формации центральной и юго-восточной частей Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Георесурсы. 2023. Т. 25, № 2. С. 123–139.

Зеленин Н.И., Озеров И.М. Справочник по горючим сланцам. Л.: Недра, 1983. 248 с.

Илясов В.С. Условия формирования верхнеюрских горючих сланцев Волжского бассейна на примере месторождений Саратовского Поволжья: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2020. 237 с.

Иовлев В.П. Волжское месторождение горючих сланцев. Отчет партии нерудного сырья о результатах ревизионных работ и технологических исследований горючих сланцев за 1986–90 гг. Т. 1. Саратов: СГГЭ, 1990.

Калмыков Г.А., Киселева Н.Л., Балушкина Н.С. и др. Нефтегазоносные высокоуглеродистые толщи на границе юры и мела / Российское геологическое общество. Ярославль: Аверс Плюс, 2017. 308 с. ил.

Карпушин М.Ю., Ступакова А.В., Завьялова А.П. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазонос-

ности доманикоидной высокоуглеродистой формации центральной части Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Георесурсы. 2022. Т. 24, № 2. С. 129–138.

*Карпушин М.Ю., Ступакова А.В., Завьялова А.П.* и др. Строение и перспективы нефтегазоносности отложений доманикоидной высокоуглеродистой формации франко-турнейского возраста центральной части Волго-Уральского бассейна // Нефтяное хозяйство. 2023. № 4. С. 14–19.

*Орлова Т.Б., Жариков А.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, Серия Средневожская, Лист М-39-1 (Ершов), Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.

*Прокофьева Л.М., Андросов Б.Н., Череповский В.Ф.* Месторождения горючих сланцев мира. М.: Наука, 1988. 263 с.

*Самородов А.В., Йовлев В.П., Кабокин А.Н.* и др. Отчет по результатам поисково-оценочных работ на горючие сланцы в пределах Перелюб-Благодатовской площади: В 3 т. Саратов: ПГО «Нижевожскгеология», 1983.

*Санникова И.А.* Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносности доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2019. 181 с.

*Соболева Е.В., Гусева А.Н.* Химия горючих ископаемых: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010. 312 с.

*Ступакова А.В., Калмыков, Г.А., Коробова Н.И.* и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна —

типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск, ч. 1. С. 112–124.

*Ступакова А.В., Митронов Д.В., Балушкина Н.С.* и др. Методика изучения сланцевых высокоуглеродистых формаций // Черные сланцы. Геология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья. Якутск: Информационный центр «Ахсаан», 2015. С. 88–92.

*Явхута Г.В.* Верхнеюрская формация горючих сланцев русской платформы: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1978. 175 с.

International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 1994. Classification of liptinite — ICCP system 1994 // International Journal of Coal Geology. 169. 40–61.

International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 1998. The new vitrinite classification (ICCP System 1994) // Fuel 77. 349–358.

International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994) // Fuel 80. 459–471.

*Stasiuk L.D., Burgess J., Thompson-Rizer C.*, et al. Status report on TSOP-ICCP dispersed organic matter classification working group // The Society for Organic Petrology Newsletter. 2002. 19 (3). 14. [http://tsop.org/newsletters/1999\\_2002.pdf](http://tsop.org/newsletters/1999_2002.pdf).

Статья поступила в редакцию 05.11.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 550.424

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-70-79

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ: НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ИХ РЕШЕНИЯ

Алла Витальевна Савенко<sup>1</sup>✉, Виталий Савельевич Савенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [alla\\_savenko@rambler.ru](mailto:alla_savenko@rambler.ru) ✉

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [vitaly\\_savenko@rambler.ru](mailto:vitaly_savenko@rambler.ru)

**Аннотация.** Обсуждаются ключевые проблемы экспериментального моделирования природоподобных технологий геохимической мелиорации на основе искусственных геохимических барьеров. Рассмотрены особенности и затруднения экспериментального моделирования процессов осаждения–растворения твердых фаз, сорбции–десорбции, комплексообразования и изотопного обмена, которые могут быть использованы при создании искусственных геохимических барьеров, и намечены способы преодоления возникающих сложностей.

**Ключевые слова:** искусственные геохимические барьеры, экспериментальное моделирование, геохимическая мелиорация, окружающая среда

**Для цитирования:** Савенко А.В., Савенко В.С. Экспериментальное моделирование искусственных геохимических барьеров: некоторые проблемы и их решения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 70–79.

## EXPERIMENTAL MODELING OF ARTIFICIAL GEOCHEMICAL BARRIERS: SOME PROBLEMS AND THEIR SOLUTIONS

Alla V. Savenko<sup>1</sup>✉, Vitaly S. Savenko<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [alla\\_savenko@rambler.ru](mailto:alla_savenko@rambler.ru) ✉

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [vitaly\\_savenko@rambler.ru](mailto:vitaly_savenko@rambler.ru)

**Abstract.** The key problems in experimental modeling of natural-like technologies for geochemical remediation based on artificial geochemical barriers were discussed. The features and difficulties of experimental modeling of the processes of solid phases precipitation–dissolution, sorption–desorption, complex formation, and isotope exchange, which can be used in the creation of artificial geochemical barriers, were considered, and methods for overcoming the arising difficulties were outlined.

**Keywords:** artificial geochemical barriers, experimental modeling, geochemical remediation, environment

**For citation:** Savenko A.V., Savenko V.S. Experimental modeling of artificial geochemical barriers: some problems and their solutions. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 70–79. (In Russ.).

**Введение.** Одним из наиболее значимых негативных результатов хозяйственной деятельности является антропогенное загрязнение окружающей среды, достигшее планетарных масштабов. В связи с этим особую актуальность приобретает разработка природоподобных технологий геохимической мелиорации (от латин. *melioratio* — улучшать), в основе которых лежит использование аналогов природных процессов для регулирования миграции химических элементов в окружающей среде с целью оптимизации ее эколого-геохимического состояния. Весьма перспективным способом предотвращения распространения загрязняющих веществ служит расположение на путях их миграции искусственных геохимических барьеров (ИГБ) [Перельман и др., 1990; Powell et al., 1998; Жариков и др., 2001; Королев, 2001; Сергеев и др., 2002; Naftz et al., 2002; Rowe et al., 2004; Roehl et al., 2005; Faisal et al., 2018 и др.]. При создании ИГБ важную роль играет метод экспериментального моделирования, позволяющий максимально приблизиться к реальным проектируемым

объектам, но при этом обладающий рядом специфических черт, без учета которых трудно рассчитывать на корректное решение поставленных задач.

Целью настоящей работы стал критический обзор имеющихся проблем экспериментального моделирования ИГБ и способов их решения.

**Экспериментальное моделирование как метод исследований.** Моделирование представляет собой метод познания, при котором объекты и явления природы изучаются путем построения и исследования моделей — их мысленных или материальных образов, используемых в качестве заместителей. Соответственно различают мысленные (теоретические) и материальные модели. К последним относятся природные объекты (натурные эксперименты) и лабораторные модели (лабораторные эксперименты). Свойства моделей только приближенно соответствуют свойствам оригиналов и, поскольку детализация моделей сопровождается опережающим увеличением затрат, в каждом конкретном случае следует находить оптимальную степень приближения.

Любой вид моделирования включает верификацию моделей, направленную на установление степени их соответствия оригиналам.

Экспериментальное моделирование состоит из четырех последовательных этапов, образующих цикл (рис. 1). *Первый этап* начинается с обобщения и схематизации эмпирических и теоретических закономерностей, характеризующих изучаемый объект или явление при определенных внешних условиях. Исходя из этого, строится понятийно-конструктивная схема данного объекта или явления, в которой гипотетически выделяются главные действующие факторы и их взаимосвязи со свойствами (состояниями) изучаемого объекта или явления. На *втором этапе* устанавливаются критерии подобия оригиналу требующейся экспериментальной материальной модели и проводится ее построение. *Третий этап* составляет собственно процесс моделирования, в котором в ходе натуральных или лабораторных экспериментов при контролируемых внешних условиях исследуются свойства (состояния) материальной модели. На *четвертом этапе* результаты экспериментов с помощью критериев подобия количественно переносятся на оригинал, затем выполняется сопоставление свойств (состояний) модели с данными натуральных наблюдений (верификация) и в случае их согласованности анализируются неизвестные свойства (состояния) изучаемого объекта или явления.

Наиболее сложный методический вопрос экспериментального моделирования ИГБ и низкотемпературных геохимических процессов вообще заключается в подобии моделей изучаемым объектам или явлениям (подобие — это условие, при котором возможен количественный перенос результатов опыта с модели на оригинал [Закгейм, 1973]). Критериями подобия служат отношения величин факторов, которые влияют на течение процесса: числа Рейнольдса, Фруда и т. п. Они устанавливаются и применяются, когда действующих факторов немного. При большом числе факторов, как в случае миграции химических элементов в природе, найти универсальные критерии подобия практически невозможно. Исключение составляют равновесные и квазиравновесные состояния и процессы, для которых можно сформулировать три правила, определяющих возможность полного или частичного перенесения результатов исследования материальных моделей на их природные оригиналы:

1. Законы, описывающие химические процессы, действуют одинаково в материальных моделях и их оригиналах;

2. При заданных внешних условиях состояние и функционирование системы (оригинала) зависит от формы пространственно-временных связей ее составных элементов (внутренней организации). Адекватная модель должна иметь структурно-функциональную организацию, подобную организации моделируемой системы;

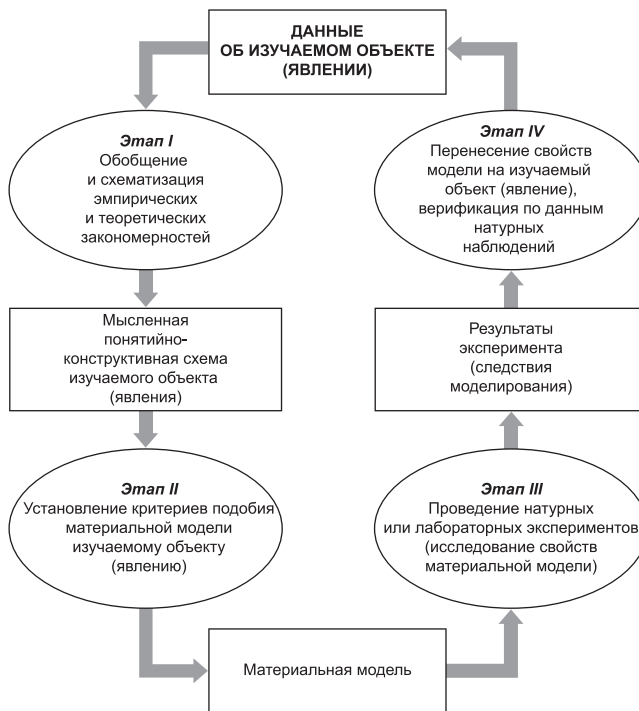


Рис. 1. Методологическая схема экспериментального моделирования

3. Состояние термодинамического равновесия характеризуется одними и теми же величинами параметров в материальных моделях и их оригиналах.

Первое правило констатирует применимость к любым материальным объектам фундаментальных законов физики и химии, конечно, в пределах областей их действия. Это означает, что на материальных моделях можно экспериментально получать количественные характеристики элементарных<sup>1</sup> процессов. Второе правило отражает факт зависимости свойств объекта-оригинала от формы пространственно-временного сопряжения его составных элементов и внутренних элементарных процессов, т. е. вида организации. Третье правило устанавливает идентичность равновесных состояний любых двух материальных объектов с одинаковыми химическим составом, внутренним строением и внешними условиями. Оно позволяет изучать на материальных моделях равновесные состояния, реализуемые в отдельных частях оригинала или для отдельной группы компонентов, входящих в его состав.

В низкотемпературных геохимических системах широко распространено одновременное присутствие равновесных и неравновесных состояний, способных сохраняться в течение продолжительного времени, намного превышающего допустимую длительность экспериментов. Это нашло отражение в принципе частичного равновесия, согласно которому объекты геохимического изучения могут быть представлены в виде двух пространственно совме-

<sup>1</sup> Элементарным является такой процесс, который не сопряжен ни в пространстве, ни во времени с каким-либо другим процессом.

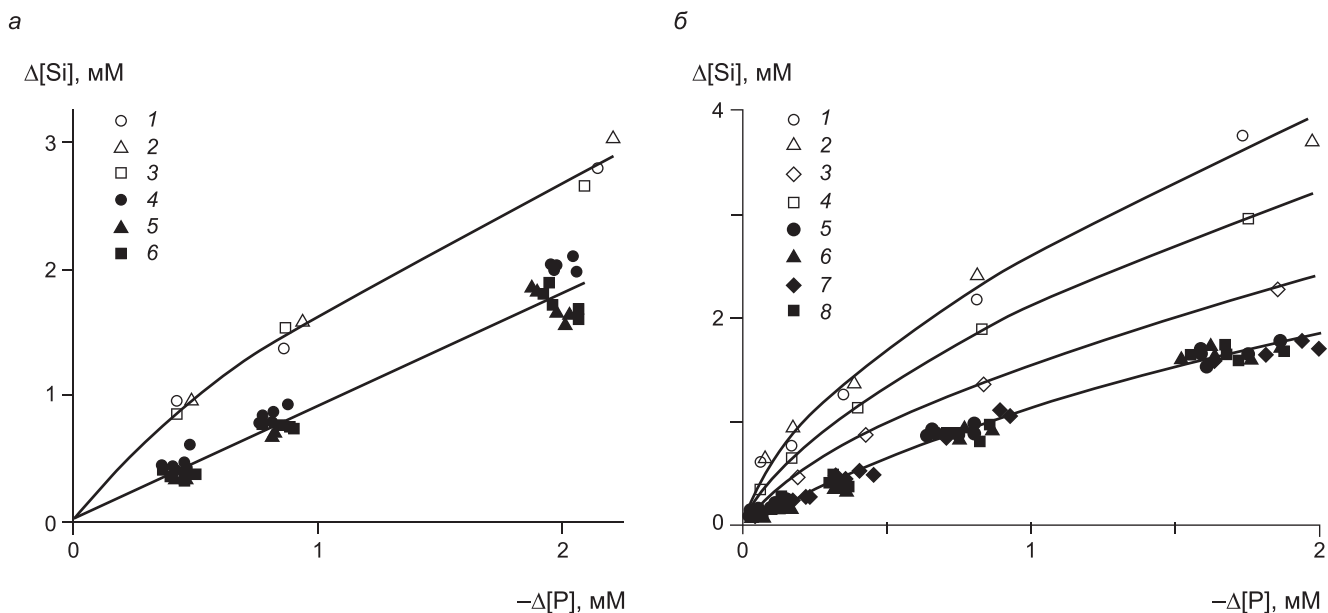


Рис. 2. Зависимость между изменением концентраций фосфора и кремния в растворе при фосфатизации силикатов. а: рН = 1,8: 1 — роговая обманка; 2 — ортоклаз; 3 — лабрадор; рН = 3,7–8,8: 4 — роговая обманка; 5 — ортоклаз; 6 — лабрадор. б: рН = 1,8: 1 — каолинит, Глуховец; 2 — то же, Подольск; 3 — монтмориллонит, Аскания, обр. 1; 4 — то же, обр. 2; рН = 3,7–8,8: 5 — каолинит, Глуховец; 6 — то же, Подольск; 7 — монтмориллонит, Аскания, обр. 1; 8 — то же, обр. 2

щенных подсистем: равновесной и неравновесной по отношению к действующим в данный момент времени факторам. Первую подсистему образуют «быстрые» компоненты, находящиеся между собой в равновесных соотношениях, вторую — «медленные» компоненты, состояние которых унаследовано от предыстории объекта. Состояния равновесной подсистемы природного объекта-оригинала и его материальной равновесной модели подобны.

**Неравновесные состояния в экспериментальных моделях.** Достижение равновесия в экспериментальных моделях часто связывают с постоянством концентраций компонентов в жидкой фазе, состав которой более чувствителен к изменениям состояния всей системы по сравнению с химическим или фазовым составом твердых веществ. Однако постоянство концентраций реализуется и в стационарных неравновесных состояниях, а изменения состояния экспериментальных моделей могут обнаруживаться по истечении длительного времени, как правило, значительно превышающего обычную продолжительность опытов.

Так, в ходе экспериментов [Савенко, 2018, 2019], продолжавшихся около года, было установлено, что породообразующие алюмосиликаты способны поглощать значительные количества растворенных фосфатов, причем удаление фосфатов сопровождается поступлением в раствор кремния (рис. 2). Аналогичная картина ранее наблюдалась и другими авторами [Reifenberg, Buckwold, 1954; Горбунов, Щурина, 1970; Rajan, 1975; Rajan, Perrott, 1975; Rajan, Fox, 1975], однако считалось, что поглощение фосфатов идет по адсорбционному механизму путем замещения кремнезема на поверхности минералов. Относительно невысокие значения удельного погло-

щения не противоречили такой интерпретации экспериментальных данных. Увеличение длительности опытов до года сопровождалось переходом в раствор до 9,4–19,9 % кремния от его содержания в минерале при рН = 1,8 и до 6,5–11,0 % — в диапазоне рН 3,7–8,8 (табл. 1), что явно превышает возможности адсорбционного обмена и свидетельствует о протекании химической реакции замещения алюмосиликатов фосфатными твердыми фазами.

Таблица 1

Количество кремния, перешедшего в раствор в опытах по фосфатизации силикатов при максимальной исходной концентрации фосфатов\*, % от исходного содержания в минерале

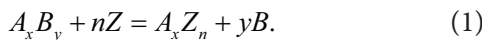
Минерал	рН	
	1,8	3,7–8,8
Роговая обманка	19,4	11,0
Ортоклаз	11,2	8,1
Лабрадор	12,3	8,0
Каолинит, Глуховец	18,0	7,8
Каолинит, Подольск	19,9	8,6
Монтмориллонит, Аскания, обр. 1	9,4	6,5
Монтмориллонит, Аскания, обр. 2	12,4	6,9

Примечание. \* 5 мМ для роговой обманки, ортоклаза и лабрадора; 6 мМ для каолинита и монтмориллонита.

Имеется также много других примеров, показывающих важную роль времени в экспериментальном моделировании ИГБ разных типов. Это снижение в процессе старения растворимости и сорбционной емкости тонкодисперсных твердых фаз [Мельник, 1972; Супаташвили и др., 1977], изменение форм и параметров изотерм сорбции [Савенко, Ерофеева,

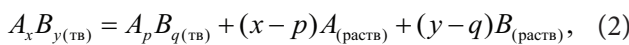
1999], переход метастабильных фаз в стабильные [Feenstra, de Bruyn, 1981], существование индукционного периода при хемогенном осаждении минералов [Хамский, 1979; Golubev et al., 1999] и др. Все упомянутые примеры указывают на необходимость проведения экспериментов с максимально возможной продолжительностью.

**Проблема определения состава вторичных твердых фаз при малых степенях протекания реакций замещения.** Работа многих осадительных ИГБ основана на образовании загрязняющим веществом  $Z$  труднорастворимой твердой фазы  $A_xZ_n$  при взаимодействии с минералом-осадителем  $A_xB_y$ :



Если реакция (1) протекает довольно быстро, количество сформированной в ходе эксперимента новой твердой фазы  $A_xZ_n$  достаточно для ее идентификации общепринятыми методами (химический и рентгенофазовый анализы и т. п.). Однако при использовании в качестве осадителей слаборастворимых минералов в реакцию, как правило, вступают только их поверхностные слои толщиной  $<0,01$  мкм, тогда как основная масса остается в кинетической изоляции благодаря созданию защитного слоя вторичного стабильного минерала и низкой скорости диффузии реагирующих веществ в твердой фазе. В этом случае из-за крайне малой массы новообразованной фазы ее идентификация традиционными методами затруднена. К тому же, новообразованные поверхностные фазы очень часто являются аморфными и переходят в кристаллическое состояние только через продолжительное время.

Указанное затруднение можно преодолеть, проводя эксперименты с переменными соотношениями массы твердой фазы  $m$  и объема раствора  $V$  [Савенко, Савенко, 2009]. Например, если твердая фаза  $A_xB_y$  инконгруэнтно растворяется с образованием твердой фазы другого состава  $A_pB_q$ :



то концентрации компонентов  $A$  и  $B$  в растворе ( $[A]$  и  $[B]$ ) будут пропорциональны массе  $m$  внесенной твердой фазы  $A_xB_y$ :

$$[A] = k_m(x-p)m_{A_xB_y}, \quad (3)$$

$$[B] = k_m(y-q)m_{A_xB_y}, \quad (4)$$

где  $k_m$  — доля прореагировавшей массы твердой фазы  $A_xB_y$ . Очевидно, что

$$\frac{[A]}{[B]} = \frac{x-p}{y-q}, \quad (5)$$

откуда по известным значениям  $x$  и  $y$  и измеренным концентрациям  $A$  и  $B$  можно получить соотношение стехиометрических коэффициентов  $p$  и  $q$  в новооб-

разованной фазе. В итоге отсутствие равновесия между раствором и всем объемом твердой фазы не является непреодолимым препятствием для экспериментального моделирования низкотемпературного минералообразования, поскольку кинетически изолированная часть исследуемой системы может быть просто исключена из рассмотрения.

Метод переменных отношений  $m/V$  позволяет выявлять тип процесса растворения (конгруэнтное или инконгруэнтное) и в некоторых случаях делать предварительные выводы о составе твердого продукта инконгруэнтного растворения [Савенко, 2006]. Этим же способом можно определять состав (стехиометрию) труднорастворимых фаз, осаждающихся из водных растворов [Савенко, Шаталов, 1998, 1999, 2000].

**Иммобилизация загрязняющих веществ в области низких и сверхнизких концентраций.** Многие загрязняющие вещества оказывают негативное воздействие на живые организмы, в том числе человека, при концентрациях в воде на уровне  $n$  мкг/л и ниже. Очевидно, что экспериментальное моделирование ИГБ должно охватывать и эту область концентраций. Однако по ряду причин (присутствие загрязняющих веществ в материалах, используемых для сооружения ИГБ, возрастание погрешностей анализов при снижении концентраций определяемых компонентов и др.) воспроизводимость экспериментов при низких и сверхнизких концентрациях резко снижается.

Устойчивые низкие концентрации многих химических элементов в водных растворах можно получить, используя в качестве буферных систем труднорастворимые вещества, в состав которых входят ионы основного солевого состава. Так, для труднорастворимого соединения  $A_xB_y$ , в котором  $B$  — компонент основного солевого состава, концентрация микрокомпонента  $A$  задается величиной произведения растворимости этой твердой фазы  $L_{A_xB_y}$  и концентрацией растворенного компонента  $B$ :

$$[A] = \left( \frac{L_{A_xB_y}}{[B]^y} \right)^{1/x}. \quad (6)$$

Практическая реализация устойчивых низких концентраций  $A$  достигается путем длительного циклического пропускания исходного раствора через колонку, содержащую твердую фазу  $A_xB_y$ , с последующей обработкой им экспериментальных емкостей для сорбционного насыщения внутренней поверхности.

В ряде случаев приготовления растворов с устойчивыми низкими и сверхнизкими концентрациями изучаемых компонентов все же недостаточно. Это, в частности, относится к сорбционной иммобилизации, корректное описание которой должно основываться на экспериментально определенных параметрах изотерм сорбции, охватывающих достаточно большой диапазон концентраций. При

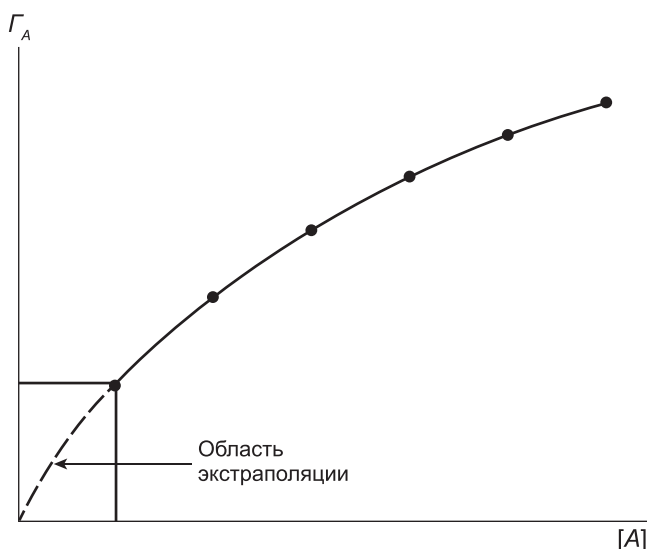


Рис. 3. Экстраполяция экспериментальных характеристик сорбционного равновесия в область низких концентраций.  $\Gamma_A$  — удельная сорбция загрязняющего вещества  $A$ ;  $[A]$  — концентрация  $A$  в растворе. Точки соответствуют экспериментальным данным; сплошная линия — изотерма сорбции, определенная по экспериментальным данным; штриховая линия — экстраполяция в область низких концентраций

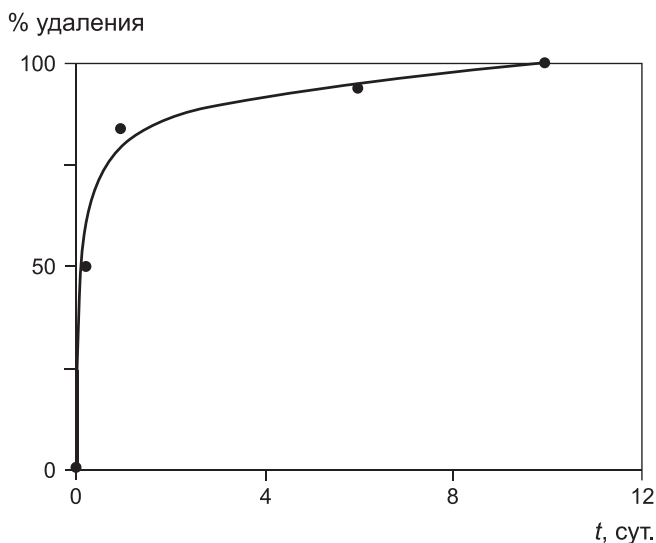


Рис. 4. Удаление  $^{54}\text{Mn}^{2+}$  из морской воды, находящейся в контакте с синтетическим оксигидроксидом марганца состава  $\text{MnO}_{1,98}$

наличия изотерм сорбции для относительно высоких концентраций загрязняющего вещества характеристики его иммобилизации в области низких и сверхнизких концентраций могут быть получены методом экстраполяции (рис. 3).

Применение этого метода ограничивается одним фактором. Сорбция зависит от форм нахождения растворенных веществ, главным образом, от соотношения концентраций свободных ионов и комплексов с неорганическими и органическими лигандами. В области низких и сверхнизких концентраций образование комплексов практически не меняет концентрацию свободных лигандов, но при высоких концентрациях в случае присут-

ствия прочных комплексных соединений данное утверждение не является справедливым со всеми вытекающими отсюда последствиями в отношении метода экстраполяции.

Другое ограничение, касающееся не только метода экстраполяции, но и изучения сорбционных равновесий в целом, связано с необходимостью исключения в экспериментах одновременного образования труднорастворимых минеральных фаз. По эмпирическому правилу, предельное пересыщение, при котором начинается спонтанное осаждение твердой фазы, тем больше, чем меньше ее произведение растворимости [Савенко, 1987]. Предельное пересыщение может превышать равновесные концентрации компонентов в сотни раз, причем в гомогенных растворах состояние пересыщения способно сохраняться в течение многих месяцев и даже лет, тогда как присутствие других минеральных фаз, выполняющих функцию центров кристаллизации, быстро инициирует процесс осаждения. При использовании в сорбционных экспериментах пересыщенных растворов осаждение труднорастворимых фаз может быть ошибочно причислено к сорбционному удалению. Эту проблему легко решить путем приготовления пересыщенного по изучаемому компоненту раствора, который после формирования осадка длительное время (более 1–2 мес.) выдерживают, отфильтровывают и разбавляют в несколько раз. В таком растворе самопроизвольное образование твердых фаз невозможно.

#### Использование радиоактивных индикаторов.

Излучение радиоактивных веществ позволяет определять их в ничтожных количествах. Идентичность химических свойств стабильных и радиоактивных изотопов (хотя небольшие различия все же имеются) обеспечивает их практически одинаковое поведение в исследуемых процессах. Однако корректное применение метода «меченых атомов» предполагает равномерное перемешивание стабильных и радиоактивных изотопов, происходящее в результате изотопного обмена, и в ряде случаев пренебрежение изотопным обменом приводит к ошибочной интерпретации экспериментальных данных.

Так, в опытах по изучению взаимодействия радиоактивного изотопа  $^{54}\text{Mn}^{2+}$  с диоксидом марганца (IV) было обнаружено почти полное удаление  $^{54}\text{Mn}^{2+}$  из раствора, что рассматривалось как свидетельство ничтожной растворимости  $\text{MnO}_2$  [Michard, 1969; Тихомиров, 1986]. Мы также наблюдали практически полное извлечение  $^{54}\text{Mn}^{2+}$  из морской воды, находящейся в контакте с синтетическим оксигидроксидом марганца состава  $\text{MnO}_{1,98}$  (рис. 4). При этом растворимость синтезированной фазы, измеренная по концентрации стабильного марганца в растворе, находилась в пределах 80–120 мкг  $\text{Mn}/\text{л}$ , что подтверждается прямыми определениями растворимости диоксида марганца [Swain et al., 1975; Takematsu et al., 1984; Савенко, 2004], противореча представлениям о ее крайне малой величине. При-

чина указанного несоответствия заключается в том, что в экспериментах с радиоактивным индикатором не принимался во внимание изотопный обмен



приводящий к удалению  ${}^{54}\text{Mn}^{2+}$  из раствора, несмотря на относительно высокую растворимость диоксида марганца.

Явление изотопного обмена может быть использовано для создания ИГБ особого типа, предназначенных для иммобилизации наиболее опасных долгоживущих искусственных радиоактивных изотопов [Савенко, Савенко, 2016]. Суть этого способа сводится к следующему. В объем  $V$  раствора, содержащего радиоактивный и стабильный изотопы одного и того же элемента —  $A$  и  $A^*$  соответственно, вносится некоторая масса  $m$  твердой фазы  $S$ , в состав которой стабильный изотоп входит в качестве основного компонента с массовой долей  $x_A$ . При этом количество  $A$  в твердой фазе намного больше его содержания в исходном растворе, в связи с чем вкладом последнего в баланс  $A$  можно пренебречь. После завершения изотопного обмена отношения  $A$  и  $A^*$  в растворе и твердой фазе становятся одинаковыми, а количества радиоактивного изотопа  $Q_{A^*}$  распределяются между твердой фазой и раствором в следующей пропорции:

$$R = \frac{Q_{A^*(\text{тв})}}{Q_{A^*(\text{раств})}} = \frac{mx_A}{[A]_{\text{eq}}V}, \quad (8)$$

где  $[A]_{\text{eq}}$  — концентрация  $A$ , равновесная с труднорастворимой фазой  $S$ . Если равновесная концентрация  $[A]_{\text{eq}}$  мала, то легко добиться условий, когда  $R \gg 1$ , т. е. радиоактивный изотоп будет сконцентрирован в твердой фазе. Поскольку диффузия в твердых телах протекает крайне медленно, преимущество в качестве фаз-накопителей имеют аморфные гелеобразные вещества, в которых изотопный обмен идет намного интенсивнее. Например, на гелеобразном фосфате стронция изотопный обмен за 7 мес. достигает ~ 80 % [Савенко, Савенко, 2016].

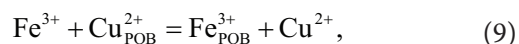
**Влияние растворенного органического вещества, комплексообразование.** Известно, что сильные комплексообразователи, включая многие растворенные органические соединения, снижают эффективность осадительной и сорбционной иммобилизации за счет уменьшения активности растворенных компонентов. Однако в ряде случаев это правило не выполняется. Например, в работе [Савенко, 2017] отмечалось значительное поглощение меди при высоких концентрациях растворенного органического вещества (бихроматная окисляемость 2360 мг О/л) желтым калькаринитом с повышенным содержанием оксигидроксидов железа, тогда как иммобилизация меди белым калькаринитом с низким содержанием железа из этих растворов практически не происходила (табл. 2).

Таблица 2

**Иммобилизация меди разными образцами калькаринита в присутствии растворенного органического вещества (бихроматная окисляемость 2360 мг О/л)**

Образец	Отношение твердой и жидкой фаз	pH	Концентрация меди в растворе, мг/л
Исходный раствор	–	8,95	0,56
Белый калькаринит	0,01	8,93	0,55
	0,02	8,91	0,54
	0,05	8,87	0,54
Желтый калькаринит	0,01	8,90	0,37
	0,02	8,85	0,24
	0,05	8,76	0,18

Причина различий поглощающей способности изученных образцов калькаринита в данных условиях должна быть связана с их воздействием на органические комплексы меди. Константы устойчивости комплексов  $\text{Fe}^{3+}$  с органическими лигандами обычно заметно превышают соответствующие константы для меди и других тяжелых металлов [Лурье, 1989]. Благодаря этому поступающие из сорбента в раствор ионы  $\text{Fe}^{3+}$  вытесняют из органических комплексов (индекс РОВ) ионы меди:



активность которых после этого возрастает, и они становятся способными образовывать собственные твердые фазы или интенсивно сорбироваться. Конечно, непрелюдным условием действия этого механизма служит значительное преобладание растворенного трехвалентного железа над растворенной медью.

Таким образом, присутствующие в породах в больших количествах железо и алюминий могут высвобождать из органических соединений химические элементы, имеющие менее прочные связи с органическим веществом и обладающие меньшей распространенностью, и в итоге вызывать усиление их сорбционно-осадительной иммобилизации.

**Чистота материалов, используемых в экспериментальных моделях.** Применяемые при создании ИГБ материалы, как правило, не исследуют на содержание подвижных форм химических элементов, которые в процессе эксплуатации могут переходить в растворенное состояние, приводя к непреднамеренному загрязнению окружающей среды. Значимость этой проблемы иллюстрируют два примера.

Первый пример относится к фтору, который входит в число основных биологически активных элементов и имеет оптимальное содержание в водах питьевого назначения 0,5–1,5 мг/л. Потребление воды с меньшей и большей концентрацией фтора приводит к нарушению многих физиологических функций и болезням человека [Авцын и др., 1991; Горностаева, Фукс, 2017]. Глинистые минералы, со-

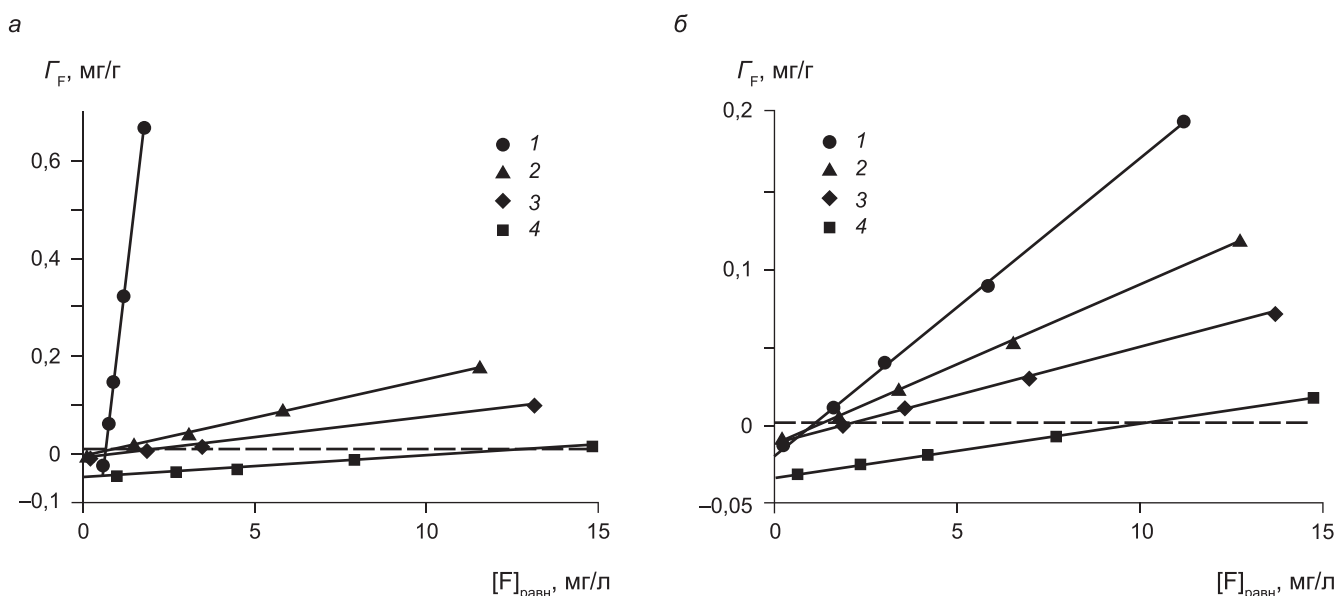


Рис. 5. Зависимость удельной сорбции фтора на монтмориллоните (а) и палыгорските (б) в 0,05 М растворе  $\text{NaNO}_3$  от равновесной концентрации фторидов. Равновесный рН: (а) 1 —  $3,28 \pm 0,15$ , 2 —  $8,17 \pm 0,03$ , 3 —  $8,89 \pm 0,03$ , 4 —  $10,05 \pm 0,03$ ; (б) 1 —  $7,40 \pm 0,05$ , 2 —  $8,13 \pm 0,02$ , 3 —  $8,52 \pm 0,04$ , 4 —  $9,93 \pm 0,05$

держателе структурные гидроксил-ионы (индекс  $s$  обозначает принадлежность к кристаллической решетке), способны обратимо обмениваться с фторид-ионами раствора:



что позволяет использовать их для регулирования содержания фтора в водной среде.

Экспериментальное изучение иммобилизации фтора на глинистых минералах монтмориллоните и палыгорските [Савенко, Савенко, 2020] показало важную роль фтора твердой фазы в установлении равновесной концентрации этого элемента в растворе. Приведенные на рис. 5 зависимости удельного поглощения фтора ( $\Gamma_F$ , мг/г) от его равновесной концентрации в растворе ( $[\text{F}]_{\text{равн}}$ , мг/л) содержат свободный член  $b$ :

$$\Gamma_F = k[\text{F}]_{\text{равн}} - b, \quad (11)$$

а величина углового коэффициента  $k$  закономерно снижается при увеличении равновесного значения рН, свидетельствуя об уменьшении сорбции фторид-ионов в щелочной области (табл. 3). Согласно (11), существует равновесная концентрация  $[\text{F}]_0$ , при которой  $\Gamma_F = 0$ , причем

$$[\text{F}]_0 = b/k > 0. \quad (12)$$

При  $[\text{F}]_{\text{равн}} < [\text{F}]_0$  удельное поглощение  $\Gamma_F$  имеет отрицательные значения, что, принимая во внимание изначальное содержание в природных минералах примесей различных химических элементов, в том числе фтора, означает переход структурного фтора в раствор. Величина  $[\text{F}]_0$  является сложной функцией рН раствора: в интервале рН = 3–8 она находится на примерно постоянном низком уровне, тогда как при

Таблица 3

Численные значения  $k$ ,  $b$  и  $[\text{F}]_0$  в уравнениях (11) и (12) при разной кислотности среды

Равновесный рН	$k$	$b$	$[\text{F}]_0$ , мг/л	Равновесный рН	$k$	$b$	$[\text{F}]_0$ , мг/л
Монтмориллонит				Палыгорскит			
$3,28 \pm 0,15$	0,556	0,36	0,65	$7,40 \pm 0,05$	0,019	0,020	1,05
$8,17 \pm 0,03$	0,016	0,006	0,38	$8,13 \pm 0,02$	0,010	0,011	1,10
$8,89 \pm 0,03$	0,0084	0,012	1,43	$8,52 \pm 0,04$	0,0060	0,010	1,67
$10,05 \pm 0,03$	0,0046	0,056	12,2	$9,93 \pm 0,05$	0,0034	0,034	10,0

рН > 8–8,5 резко возрастает в результате увеличения концентрации конкурирующих с фтором гидроксил-ионов (рис. 6).

Из описанных экспериментов следуют некоторые рекомендации относительно применения глинистых геохимических барьеров для оптимизации содержания фтора в водах питьевого назначения. В области  $\Gamma_F < 0$  равновесная концентрация фторидов больше их содержания в обрабатываемых водах, что вызывает переход фтора из поглощенного комплекса глинистых минералов в растворенное состояние. Этот процесс может обеспечивать повышение концентрации фтора до оптимального уровня 0,7–1,5 мг/л, что легче всего осуществляется в щелочной среде. Взаимодействие нейтральных и кислых растворов с глинистыми минералами при  $\Gamma_F > 0$  приводит к снижению концентрации фторид-ионов, и в этом случае глинистые геохимические барьеры могут играть роль поглотителя их избыточных количеств. Необходимые условия для достижения оптимального уровня концентраций фтора в водах ( $0,7 \text{ мг/л} < [\text{F}]_0 < 1,5 \text{ мг/л}$ ) должны определяться в каждом конкретном случае.

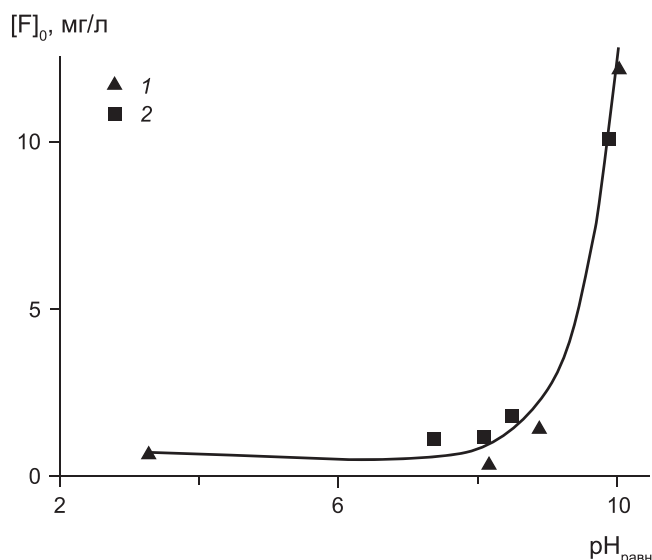


Рис. 6. Зависимость равновесной с монтмориллонитом (1) и палыгорскитом (2) концентрации  $[F]_0$  от величины pH

Второй пример касается оксигидроксидов марганца (IV), которые присутствуют во многих природных материалах, используемых при создании ИГБ. Равновесная с  $MnO_{2-x}$  концентрация марганца в растворе зависит от величины pH и стехиометрии твердой фазы [Покровский, Савенко, 1995], но даже минимальная растворимость, присущая наиболее окисленным формам  $MnO_{2-x}$  в нейтральной среде, находится на уровне ПДК для питьевой воды (рис. 7), тогда как ПДК для вод рыбохозяйственного назначения еще на порядок величины ниже. Очевидно, что отсутствие контроля содержания растворенного марганца на выходе из ИГБ, при сооружении которых применялись соответствующие материалы, может вызывать загрязнение водных объектов этим элементом.

**Заключение.** Проведенный обзор проблем экспериментального моделирования ИГБ и способов их решения позволяет сделать ряд конкретных выводов.

1. Основное предназначение ИГБ как одного из видов природоподобных технологий геохимической мелиорации окружающей среды состоит в целенаправленном регулировании техногенных и естественных потоков химических элементов, однако в настоящее время ИГБ используются преимущественно для предотвращения или снижения загрязнения окружающей среды.

2. При проектировании ИГБ важную роль играет экспериментальное моделирование. Возможность полного или частичного перенесения результатов исследования экспериментальных моделей на их природные оригиналы обеспечивают три правила:

- законы, описывающие химические процессы, действуют одинаково в материальных моделях и их оригиналах;
- адекватная модель должна иметь структурно-функциональную организацию, подобную организации моделируемой системы;

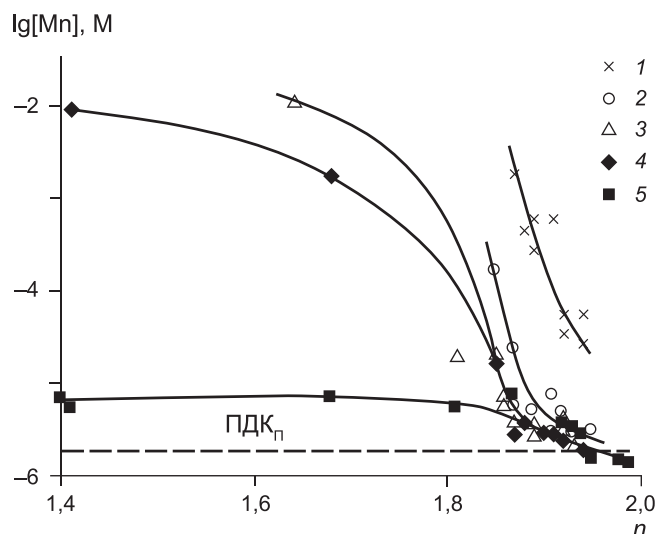


Рис. 7. Зависимость растворимости оксигидроксидов марганца (IV) при 20 °С от степени окисленности ( $n$ ) при разных величинах pH раствора: 1 — 1,5, 2 — 3,0, 3 — 5,0, 4 — 6,0, 5 — 8,0 [Покровский, Савенко, 1995]. ПДК<sub>п</sub> — предельно допустимая концентрация марганца для вод питьевого назначения

– состояние термодинамического равновесия характеризуется одними и теми же величинами параметров в материальных моделях и их оригиналах.

3. Вероятность присутствия в экспериментальных моделях неравновесных подсистем и состояний обуславливает необходимость стремления к максимальной длительности экспериментов и определения кинетических характеристик моделируемых процессов.

4. Метод переменных массовых отношений твердой и жидкой фаз позволяет по изменению концентраций растворенных компонентов устанавливать состав новообразованных минеральных фаз в тех случаях, когда применение других методов их идентификации затруднено.

5. Сорбционная иммобилизация загрязняющих веществ, присутствующих в низких и сверхнизких концентрациях, может быть экспериментально определена методом экстраполяции на основе данных о параметрах изотерм сорбции при относительно высоких концентрациях, принципиально не изменяющих физико-химические характеристики жидкой фазы.

6. Органические комплексы токсичных микроэлементов можно разрушать путем введения макроэлементов (железа, алюминия), образующих более прочные соединения с органическим веществом. Высвобожденные токсичные микроэлементы обладают более высокой способностью к иммобилизации на сорбционно-осадительных ИГБ.

7. Изотопный обмен можно применять для иммобилизации радиоактивных изотопов путем внесения в жидкие радиоактивные отходы твердых фаз, содержащих значительные количества соответствующих стабильных изотопов. Условием высокой эффективности изотопно-обменной иммобилизации является

низкая растворимость и высокая дисперсность используемых твердых фаз.

8. Материалы, входящие в состав ИГБ, могут содержать загрязняющие вещества и должны исследоваться на возможность их мобилизации в процессе эксплуатации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авцын А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементозы человека (этиология, классификация, органопатология). М.: Медицина, 1991. 496 с.

Горбунов Н.И., Шурина Г.Н. Значение химического состава, дисперсности и структуры минералов для поглощения фосфатов // Почвоведение. 1970. № 12. С. 142–153.

Горностаева Е.А., Фукс С.Л. Влияние фторсодержащих соединений на живые организмы (обзор) // Теоретическая и прикладная экология. 2017. № 1. С. 14–24.

Жариков В.А., Сергеев В.И., Шимко Т.Г. и др. Использование природных и искусственных геохимических барьеров для предотвращения антропогенного загрязнения окружающей среды: эксперимент и практика // Глобальные изменения природной среды–2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 333–340.

Закгейм А.Ю. Введение в моделирование химико-технологических процессов. М.: Химия, 1973. 224 с.

Королев В.А. Очистка грунтов от загрязнений. М.: Наука, 2001. 365 с.

Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.

Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наукова думка, 1972. 195 с.

Перельман А.И., Борисенко Е.Н., Мырлян Н.Ф., Тентюков М.П. Техногенные геохимические барьеры // Геохимия техногенных процессов. М.: Наука, 1990. С. 14–26.

Покровский О.С., Савенко В.С. Взаимодействие нестехиометрических окислов марганца с водными растворами: растворимость и редокс равновесия // Геохимия. 1995. № 2. С. 239–250.

Савенко А.В. Растворимость  $UO_2HPO_4$  в морской воде // Радиохимия. 2006. Т. 48, № 1. С. 150–152.

Савенко А.В. Комплексообразовательно-осадительные геохимические барьеры // Докл. Акад. наук. 2017. Т. 472, № 5. С. 572–575.

Савенко А.В. Закономерности низкотемпературной фосфатизации силикатов // Докл. Акад. наук. 2018. Т. 478, № 1. С. 86–89.

Савенко А.В. Экспериментальное изучение фосфатизации силикатов в условиях зоны гипергенеза (роговая обманка, ортоклаз, лабрадор) // Геохимия. 2019. Т. 64, № 6. С. 658–663.

Савенко А.В., Савенко В.С. О возможности использования изотопного обмена для удаления радиоизотопов из жидких радиоактивных отходов // Научно-технологические. 2016. Т. 17, № 5. С. 74–76.

Савенко А.В., Савенко В.С. Перспективы использования геохимических барьеров на основе глинистых минералов для оптимизации содержания фтора в природных и сточных водах // Научно-технологические. 2020. Т. 21, № 2–3. С. 88–94.

Савенко В.С. Поверхностное натяжение и избыточная свободная энергия тонкодисперсных минералов // Геохимия. 1987. № 11. С. 1628–1636.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках государственного задания по темам НИР кафедры гидрологии суши и лаборатории экспериментальной геохимии МГУ, рег. номера 121051400038-1 и 121071200143-2.

Савенко В.С. Физико-химический анализ процессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. М.: ГЕОС, 2004. 156 с.

Савенко В.С., Ерофеева Е.А. О механизме сорбции фосфатов на гидроксиде железа // Водные ресурсы. 1999. Т. 26, № 3. С. 353–355.

Савенко В.С., Савенко А.В. Экспериментальные методы изучения низкотемпературных геохимических процессов. М.: ГЕОС, 2009. 303 с.

Савенко В.С., Шаталов И.А. Растворимость атакамита и физико-химическое состояние меди в морской воде // Геохимия. 1998. № 8. С. 842–847.

Савенко В.С., Шаталов И.А. Растворимость гидроцинкита и физико-химическое состояние цинка в морской воде // Геохимия. 1999. № 10. С. 1134–1136.

Савенко В.С., Шаталов И.А. Растворимость минералов и формы нахождения свинца в морской воде // Океанология. 2000. Т. 40, № 4. С. 527–534.

Сергеев В.И., Шимко Т.Г., Кулешова М.Л. и др. Количественная оценка грунтовой толщи как геохимического барьера // Геохимические барьеры в зоне гипергенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. С. 334–346.

Сунаташвили Г.Д., Шарова И.А., Голиадзе Н.С. Роль сорбционных процессов в межфазном распределении меди в природных водах // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 6. С. 99–104.

Тихомиров В.Н. Исследования состояния и сорбционного поведения металлов на границе вода–дно методом меченых атомов // Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 270–283.

Хамский Е.В. Кристаллизация в химической промышленности. М.: Химия, 1979. 343 с.

Faisal A.A.H., Sulaymon A.H., Khaliefa Q.M. A review of permeable reactive barrier as passive sustainable technology for groundwater remediation // Int. J. Environ. Sci. Technol. 2018. Vol. 15, № 5. P. 1123–1138.

Feenstra T.P., de Bruyn P.L. The Ostwald rule of stages in precipitation from highly supersaturated solution: A model and its application to the formation of the nonstoichiometric amorphous calcium phosphate precursor phase // J. Colloid and Interface Sci. 1981. Vol. 84. P. 66–72.

Michard M.G. Depot de traces de manganese par oxydation // C.R. Acad. Sci. Paris. 1969. Vol. 269. Ser. D. № 19. P. 1811–1814.

Golubev S.V., Pokrovsky O.S., Savenko V.S. Unseeded precipitation of calcium and magnesium phosphate from modified seawater solutions // J. of Crystal Growth. 1999. Vol. 205, № 3. P. 354–360.

Naftz D.L., Morrison S.J., Fuller C.C., Davis J.A. Handbook of Groundwater Remediation Using Permeable Reactive Barriers: Applications to Radionuclides, Trace Metals, and Nutrients. Amsterdam etc.: Academic Press, 2002. 565 p.

Powell R.M., Puls R.W., Blowes D.W., et al. Permeable Reactive Barrier Technologies for Contaminant Remediation. Washington: U.S. Environmental Protection Agency, 1998. EPA/600/R-98/125. 101 p.

*Rajan S.S.S.* Phosphate adsorption and the displacement of structural silicon in an allophane clay // *J. Soil Sci.* 1975. Vol. 26, № 3. P. 250–256.

*Rajan S.S.S., Fox R.L.* Phosphate adsorption by soils: II. Reactions in tropical acid soils // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 1975. Vol. 39, № 5. P. 846–851.

*Rajan S.S.S., Perrott K.W.* Phosphate adsorption by synthetic amorphous aluminosilicates // *J. Soil Sci.* 1975. Vol. 26, № 3. P. 257–266.

*Reifenberg A., Buckwold S.J.* The release of silica from soils by the orthophosphate anion // *J. Soil Sci.* 1954. Vol. 5, № 1. P. 106–115.

*Roehl K.E., Meggyes T., Simon F.G., Stewart D.I.* Long-term Performance of Permeable Reactive Barriers. Amsterdam ets.: Elsevier, 2005. 244 p.

*Rowe R.K., Quigley R.M., Brachman R.W.I., Booker J.R.* Barrier Systems for Waste Disposal Facilities (Second Edition). London ets.: Taylor & Francis, 2004. 600 p.

*Swain H.A., Lee C., Rozelle R.B.* Determination of the solubility of manganese hydroxide and manganese dioxide at 25 °C by atomic absorption spectrometry // *Analyt. Chem.* 1975. Vol. 47, № 7. P. 1135–1137.

*Takematsu N., Sato Y., Okabe S.* The formation of todorokite and birnessite in sea water pumped from under ground // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1984. Vol. 48, № 5. P. 1099–1106.

Статья поступила в редакцию 21.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 553.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-80-87

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЯППЕ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ) И ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО ПОДХОДА К ОТРАБОТКЕ

Максим Вадимович Кузнецов<sup>1</sup>, Михаил Александрович Богуславский<sup>2</sup>✉

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lkuznetsov.maximl@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mboguslavskiy@yandex.ru ✉

**Аннотация.** Геологические данные по золоторудному месторождению Дяппе позволяют оценить потенциальные ресурсы сурьмы. По защищенному в 2019 г. технико-экономическому обоснованию постоянных кондиций единственным полезным компонентом является рудное золото. В середине прошлого века на месторождении сурьма отрабатывалась в промышленных масштабах из приповерхностных шахт и штолен. Сурьма на месторождении представлена гнездами антимонита в кварцевых жилах размером до 30 см. Проанализированы методики разведки и сделана оценка возможности доразведки сурьмы, а также показано, почему при данной схеме детальной разведки промышленные залежи сурьмы не были оконтурены предшественниками. В результате поведенного анализа были оценены ресурсы сурьмы в 250 т.

**Ключевые слова:** сурьма, золото, Дяппе, геологоразведочные работы, антимонит, комплексное освоение

**Для цитирования:** Кузнецов М.В., Богуславский М.А. Геологические особенности месторождения Дяппе (Хабаровский край) и возможности комплексного подхода к отработке // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 80–87.

## GEOLOGICAL PECULIARITIES OF THE DYAPPE DEPOSIT (KHABAROVSK TERRITORY) AND OPPORTUNITIES FOR AN INTEGRATED APPROACH TO DEVELOPMENT

Maksim V. Kuznetsov<sup>1</sup>, Mikhail A. Boguslavsky<sup>2</sup>✉

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lkuznetsov.maximl@yandex.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mboguslavskiy@yandex.ru ✉

**Abstract.** The geological data of the Dyappe gold deposit allow us to estimate the potential resources of antimony. According to the feasibility study approved in 2019, the only main component is gold. In the middle of the last century, antimony was mined on an industrial scale from surface mines and tunnels at the deposit. Antimony at the deposit is represented by antimony nuggets in quartz veins up to 30 cm in size. Exploration methods were analyzed, the possibility of further exploration for antimony was assessed, and it was shown why industrial antimony deposits could not be delineated using current exploration scheme. As a result of the analysis, antimony resources were estimated at 250 tons.

**Keywords:** antimony, gold, Dyappe, geological exploration, antimonite, integrated development of a deposit

**For citation:** Kuznetsov M.V., Boguslavsky M.A. Geological peculiarities of the Dyappe deposit (Khabarovsk Territory) and opportunities for an integrated approach to development. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 80–87. (In Russ.).

**Введение.** Золоторудное месторождение Дяппе находится на территории Ульчского района Хабаровского края, расположено в Сихотэ-Алинской золотоносной провинции в раннемеловом Журалевско-Амурском турбидитовом бассейне. Золотоносная зона, протяженностью 18 км, контролируется северо-восточным Дяппенским разломом. В области его динамического влияния прослеживается зона динамометаморфизма (шириной более 1 км) в осадочных породах верхнего мела, которые смяты в складки северо-восточного простирания. Месторождение приурочено к выходу на поверхность небольшой интрузии кварцевых диоритов, которая прорывает песчанистые алевролиты позднемелового возраста [Юшманов, 2014].

Золоторудное месторождение Дяппе было открыто в 1935 г. С.А. Орешкиным, а в 1936–1942 гг. проводилась добыча золота и сурьмы. На тот момент рудные тела были представлены системой кварцевых жил и жильно-прожилковых зон, локализованных в интрузивных породах и вблизи них. Мощность жил составляла в среднем около 30 см с протяженностью до 800 м и северо-восточным простиранием. При этом рудные тела были изучены только шурфами и штольнями на глубину до 30 м. За данный период эксплуатации было добыто 9472 т руды, извлечено 177,6 кг золота и добыто 15,0 т сурьмы при 30 % ее содержании [Юшманов, 2016]. По итогам работ на государственный баланс полезных ископаемых были поставлены забалансо-

вые запасы золота в размере около 2 т со средним содержанием 7,2 г/т.

Далее в 1991–1993 гг. проводились поисково-оценочные, а затем в XXI веке — разведочные работы, итогом которых стало технико-экономическое обоснование постоянных кондиций 2019 г. с постановкой на баланс более 60 т золота. В проводимых работах сурьма в значимом количестве (от 0,1 %) встречалась лишь в небольшой доле проб, поэтому подсчитывать ее отдельно принято нецелесообразным.

Сурьма является ключевым компонентом в ряде сплавов, используемых в производстве вооружений и специальной техники. Данный фактор обуславливает ее включение в перечень стратегически значимых металлов в РФ, США и странах ЕС [Распоряжение..., 2022]. Анализ текущей рыночной динамики позволяет прогнозировать устойчивый рост данного сегмента [Дорохова, 2024].

**Материалы и методы исследования.** Основой материала для проведения исследований по определению сурьмяной минерализации являются привязанные в пространстве результаты почти 26 тысяч анализов ICP-AES и почти 19 км описанного кернового материала.

Методикой исследования является историко-геологический анализ данных, а также построение 3D модели в tНавигатор золотой и сурьмяной минерализации с использованием результатов ICP-AES и бортового содержания 0,1 %, обусловленного технологическим требованием по минимальному содержанию для переработки руд.

**Геология рудного поля месторождения Дяппе.** Рудное поле месторождения Дяппе расположено в пределах Лимури-Дяппенской зоны смятия северо-восточного простирания и приурочено к центральной части Дяппенской очаговой структуры. Структура тяготеет к ядру синклинали складки и имеет в плане изометричную форму размером 12 × 12 км<sup>2</sup>.

Рудное поле месторождения представляет собой сложный тектонический узел, насыщенный нарушениями различных направлений. Блок пород, вмещающий собственно месторождение, ограничен секущими складчатостью северо-западными и согласными со складчатостью северо-восточными тектоническими разрывами.

Осадочные отложения на месторождении представлены толщей флишоидного переслаивания алевролитов, алевропесчаников и песчаников, с явным преобладанием алевролитов мелового возраста.

Осадочные породы на площади месторождения образуют ряд крупных антиклинальных и синклинали складок северо-восточного простирания с падением крыльев на северо-запад и юго-восток с углами падения от 50° до 90°. Эти складки осложнены мелкой складчатостью более высоких порядков, но из-за отсутствия устойчивых маркирующих горизонтов и однообразия пород толщи их выделение

затруднительно. Осадочные отложения прорваны позднемеловыми интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов, диоритов и многочисленными сериями даек различного состава.

Интрузивные породы, представленные кварцевыми диоритами, слагают в центральной части месторождения (водораздел р. Дяппе и руч. Северного) вытянутую в северо-восточном направлении интрузию трещинного типа. Внедрение этой интрузии происходило в области пересечения рудоподводящего разлома осевой поверхности синклинали складки. К моменту внедрения интрузии уже существовали нарушения, осложняющие внутриблоковую структуру, что сказалось на ее форме, принявшей сложный амебообразный вид. Фазовый состав интрузии кварцевых диоритов неоднороден: от диоритов до кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиоритов. Характерно наличие в интрузии ксенолитов габброидных пород, что, наряду с другими признаками, указывает на многофазность интрузивного магматизма Дяппенского массива.

Вокруг этой интрузии, особенно в северо-западном секторе площади, закартирован еще ряд малых интрузивных тел диоритового и кварц-диоритового составов. Возможно, что часть из них является апофизами единой Дяппенской интрузии. Внедрение некоторых серий дайковых пород совпало с формированием интрузивных массивов, являясь производными этих массивов или имеющими с ними общий магматический очаг.

Все изверженные породы отнесены при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 к единому позднемеловому Нижнеамурскому интрузивному комплексу (рис. 1). Формирование изверженных пород, развитых на площади месторождения, происходило в 3 фазы (от ранних к молодым) [Екимов, 2011]:

1 фаза — интрузии диоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов; дайки диоритов, спессартитов, андезибазальтов, диоритовых порфиритов;

2 фаза — интрузии гранодиоритов; дайки кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиритов;

3 фаза — дайки габбродиоритов, андезитов, дайки гранит-аплитов.

На месторождении Дяппе выявлена система тектонических нарушений разной амплитуды, протяженности и простирания, образующих блоковую структуру района месторождения. Наиболее древними нарушениями, заложившимися в начальный период складкообразования, являются согласные со складчатостью северо-восточные тектонические разломы (простирание 60–80°).

Более молодыми тектоническими нарушениями, играющими немаловажную роль в формировании рудных тел месторождения, являются кососекущие к складчатости разломы северо-северо-восточного направления (35–40°).

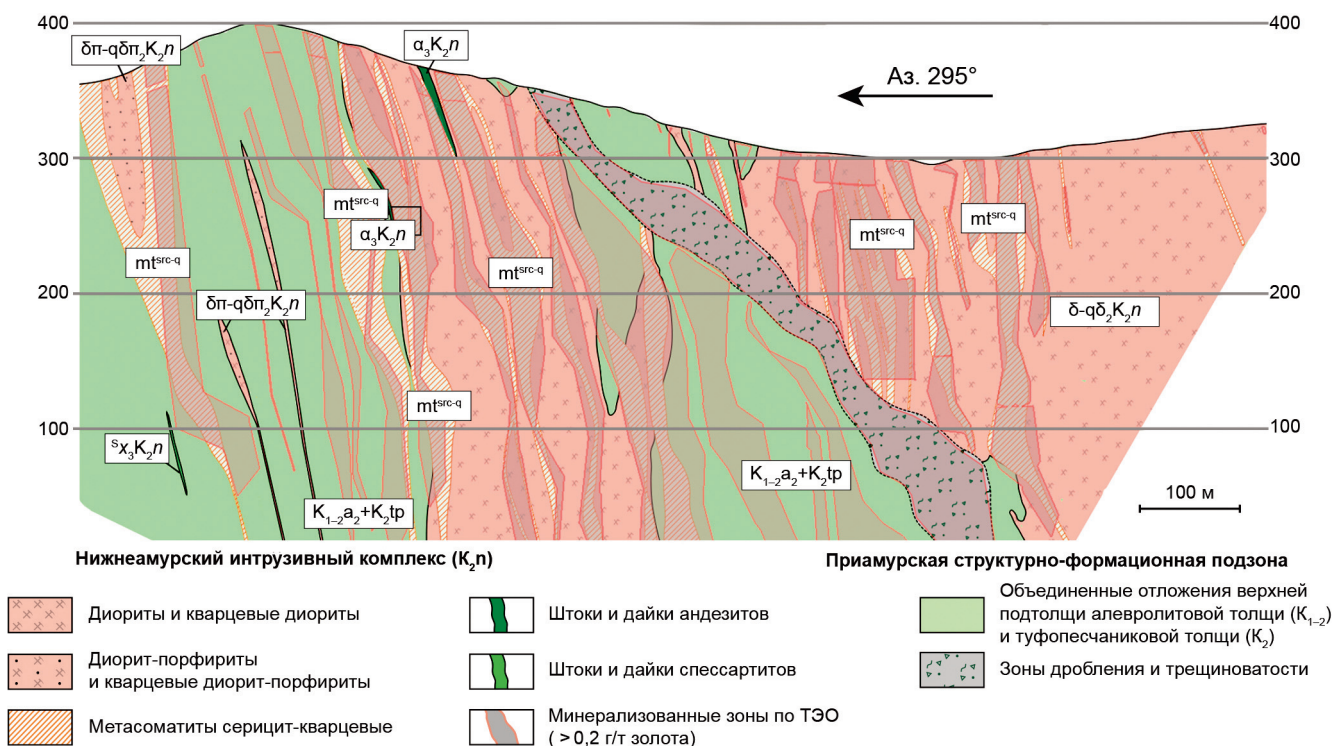


Рис. 1. Схематический разрез месторождения Дяппе по азимуту 295°

В следующий этап произошло образование близ-меридиональных и чуть позже северо-западных тектонических разломов. По ним происходит разрыв и перемещение отдельных участков нарушений северо-восточного простирания, хотя последние позже могли и подновляться. Крупные тектонические разломы северо-восточного простирания обычно сопровождаются мощными зонами дробления (до 30 м) и сопутствующей трещиноватостью.

Процесс формирования комплекса изверженных пород завершился гидротермальной фазой, с которой и связаны золоторудные зоны месторождения Дяппе.

**Генезис месторождения Дяппе.** Образование золоторудного месторождения Дяппе происходило непосредственно в связи с постмагматической гидротермальной деятельностью в условиях средних глубин. Об этом свидетельствует приуроченность золоторудных тел месторождения к эндо- и экзоконтактам малых интрузий и даек среднего и умеренно-кислого составов и характер метасоматических изменений интрузивных пород. По всей видимости, процесс оруденения происходил в условиях сжатия всей структурной постройки, что и привело к мощной метасоматической переработке всей массы пород, слагающих рудное поле месторождения, и широкому развитию метасоматического прожилкования.

Основные тектонические нарушения района подготовили благоприятные условия для внедрения интрузии. В следующий за внедрением интрузии период времени происходило многофазное внедрение даек различного состава и формирование рудных

тел. Вслед за периодом становления большей части дайковых образований началось проникновение гидротермальных минерализованных растворов с образованием гидротермально измененных пород.

Наиболее распространенными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, их суммарное содержание может достигать 5%. Значительно реже встречаются халькопирит, пирротин, бурнонит, сфалерит, галенит, блёклая руда, цинкениит, магнетит. Главным промышленно ценным минералом является золото.

Золоторудные тела сложены серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми метасоматитами, кварцевыми жилами и зонами метасоматического и прожилкового окварцевания. Золото присутствует во всех типах гидротермально измененных пород, слагающих золоторудные тела.

Минеральный состав жил монокварцевый с незначительным количеством серицита, железистого карбоната, хлорита, рудных минералов. Текстура жильных образований брекчиевидная. Жильные брекчии состоят из обломков вмещающих пород, сцементированных и в значительной мере замещенных кварцем. Характер обломков различен. Более крупные и остроугольные обломки тяготеют к центральной части жилы, тогда как к зальбандам обычно обломки мелкие и округлые, или исчезают совершенно. В краевых частях жил наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием кварца и тонких прослоев слабо замещенных кварцем вмещающих пород. Контакт жил с вмещающими породами резкий, четкий, вторичных изменений на контакте не отмечено. Все изученные жилы носят

тождественный характер, что говорит о сходных процессах их образования. Мощность кварцевых жил на месторождении колеблется от 0,1 до 1,2 м.

Линейные зоны прожилкового и метасоматического окварцевания, вмещающие рудные тела, сложены таким же кварцем, что и рудные тела. Их мощность достигает 70 м, прослежены по простиранию до 700–800 м. Кварц в них присутствует в виде маломощных (от долей мм до 2–3 см) прожилков, обычно разноориентированных, но образующих единую линейную зону. Кварц в них обычно нескольких генераций. Как правило, сопровождаются такие зоны интенсивной сульфидизацией, которая обычно характерна для вмещающих прожилки пород. Особенно характерен интенсивный метасоматоз для интрузивных пород (до метасоматитов). Осадочные породы обычно также интенсивно окварцованы, осветлены, серицитизированы. Процесс метасоматоза в этих зонах крайне неравномерен.

Важную роль в локализации рудных тел играют зоны серицит-кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитов. Мощность их достигает 20 м, по простиранию прослежены на незначительные расстояния (150–200 м). Метасоматиты содержат сульфидную минерализацию.

Самородное золото в свободном виде встречается достаточно редко и в незначительном количестве. Золото выполняет трещины в кварце, причем форма его выделений большей частью неправильная, ксеноморфная, подчиняющаяся очертаниям выполненных им трещин. Кроме свободного золота, отмечается содержание микродисперсного золота в сульфидах. Установлена тесная ассоциация золота с арсенопиритом [Савва, 1989]. Основная часть арсенопиритовых зерен идиоморфных очертаний приурочена к краям золотинок. В отдельных золотинок отмечаются многочисленные включения арсенопирита размером около 10 мкм в поперечнике.

Наиболее благоприятным для локализации оруденения являются кварцевые прожилки [Пискунов, 1989; Фомин, 1991]. Для месторождения характерно присутствие некоторых минералов во всех разновидностях вмещающих пород с переменным количеством. Так, основная масса пирита, содержание которого составляет 3,5 %, приурочена к осадочным породам, где он образует существенно пиритовые прожилки. Максимально благоприятными для кристаллизации арсенопирита являются метасоматиты (березиты). Здесь его содержание в среднем превышает 4 %. Напротив, березиты не являются благоприятными для отложения пирротина. Основная его масса (2,5 %) отмечается в осадочных породах. В незначительных количествах он присутствует в кварцевых прожилках (2,2 %) и интрузивных образованиях (0,4 %). Халькопирит равномерно распределен во всех типах вмещающих пород, где его содержание изменяется от 0,3 до 0,8 %. Повышенные содержания антимонита (до 4 %) отмечаются в кварцевых прожилках.

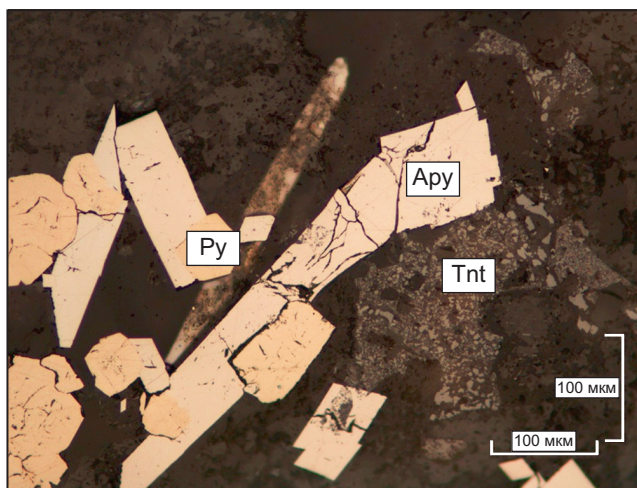


Рис. 2. Срастание пирита с идиоморфными кристаллами арсенопирита, в котором по микротрещинам развивается теннантит (аншлиф в отраженном свете) (скв. С-6013, гл. 229.2 м)

Хотя последовательно образованные минеральные ассоциации не всегда разделены четким временным перерывом и связаны постепенными переходами, можно выделить определенные минеральные ассоциации, отражающие стадии процесса минерализации.

Поскольку жильный кварц на площади месторождения является главным минералом, с которым связана золоторудная минерализация, прослеживается его связь с рудными минералами, и выделяются типы (стадии) минерализации, связанные с ним. Предполагается 6 таких стадий:

- золото-кварцевая;
- пирит-арсенопирит-кварцевая;
- золото-пирит-арсенопирит-кварцевая;
- сульфидно-кварцевая с золотом;
- антимонит-кварцевая;
- позднекварцевая безрудная.

Кварц первой стадии характеризуется низкими (до 1–2 г/т) содержаниями золота и практически полным отсутствием рудных минералов.

Кварц второй стадии не содержит золота, хотя, как и кварц третьей стадии, содержит вкрапленность пирита и арсенопирита.

Главная продуктивная 3-я стадия, к которой относятся наиболее богатые кварцевые жилы, — золото-пирит-арсенопиритовая. Количество сульфидных минералов обычно не превышает 2–3 % (рис. 2). Кварц этой стадии нередко имеет брекчиевидную текстуру и содержит многочисленные обломки черных алевролитов.

В кварце четвертой стадии присутствуют сульфиды свинца и цинка, мелкозернистый арсенопирит, минералы висмута и серебра. Содержание золота в большинстве случаев не превышает 1–2 г/т.

В кварц-антимонитовых жилах пятой стадии содержание сурьмы достигает 15 %. Сурьма, находящаяся в составе гидротермальных растворов, отлагалась в виде секущих кварц-антимонитовых жил,

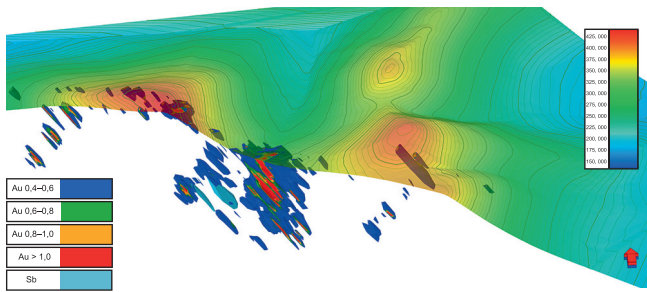


Рис. 3. 3D модели распределения сурьмы от 0,1% и золота от 0,4 г/т северо-восточной части месторождения Дяппе от разреза по азимуту 295°

таким образом можно говорить о поздних стадиях процесса рудообразования.

В молочно-белом скрытокристаллическом кварце поздней стадии золото отсутствует.

Утверждать о соотношении во времени образования золота и сурьмы сложно, однако построенная 3D модель на основе данных разведочных работ позволяет говорить о разных стадиях их минерализации. Построенные числовые модели сурьмы от 0,1% и золота от 0,4 г/т указывают на отсутствие пространственной связи между элементами (рис. 3).

Все вышеперечисленное позволяет отнести месторождение Дяппе к золото-кварцевой формации средних глубин и гидротермально-метасоматическому типу.

**Сурьма.** Основной минерал-носитель сурьмы на месторождении Дяппе — антимонит (рис. 4). Антимонит образует удлиненно-призматические кристаллы и их радиально-лучистые агрегаты, часто выполняющие трещины в кварце. Размер сростаний может достигать 30 см. В составе антимонита установлены высокие содержания железа (0,3%), мышьяка (0,1%), серебра (0,001%). Помимо антимонита, на Дяппе так же встречаются галенит и джемсонит.

Галенит — сравнительно редкий минерал. Является одним из наиболее поздних минералов кварц-сурьмяной минеральной ассоциации. Образует линзовидные обособления размером до 1,0 мм. В сростании с пиритом его границы коррозионные, в нем видны остатки от замещаемого пирита. По отношению к другим сульфидам галенит ксеноморфен.

Джемсонит встречается в кварц-сурьмяной минеральной ассоциации. Джемсонит образует выделения неправильной формы и агрегаты пластинчатых зерен, петель, заполняя промежутки между слегка корродированными зернами кварца, а иногда и образуя вроски в них. Тесно ассоциирует с арсенопиритом, местами цементируя его раздробленные зерна, а местами сростается с ним, образуя правильные границы. Это свидетельствует о том, что джемсонит образовался позже арсенопирита 4-й стадии.

К настоящему времени единственные задокументированные параметры отрабатываемых жил с антимонитом в 1940-х годах указаны в отчете [Суматов, 1940], где приведена зарисовка из забоя,

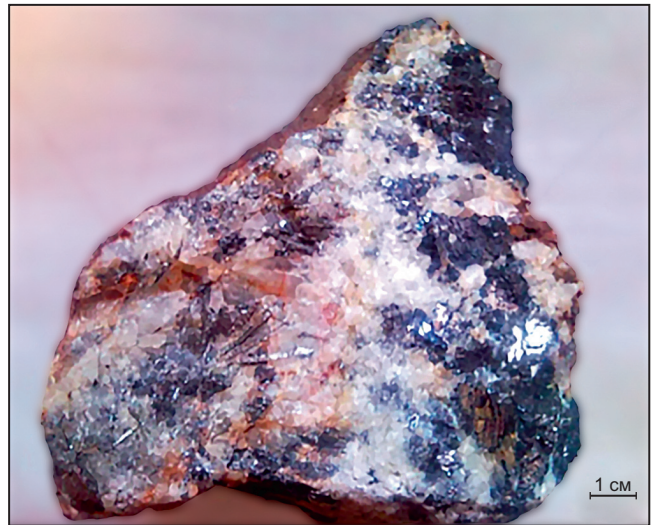


Рис. 4. Кристаллы антимонита и галенита в кварцевой жиле

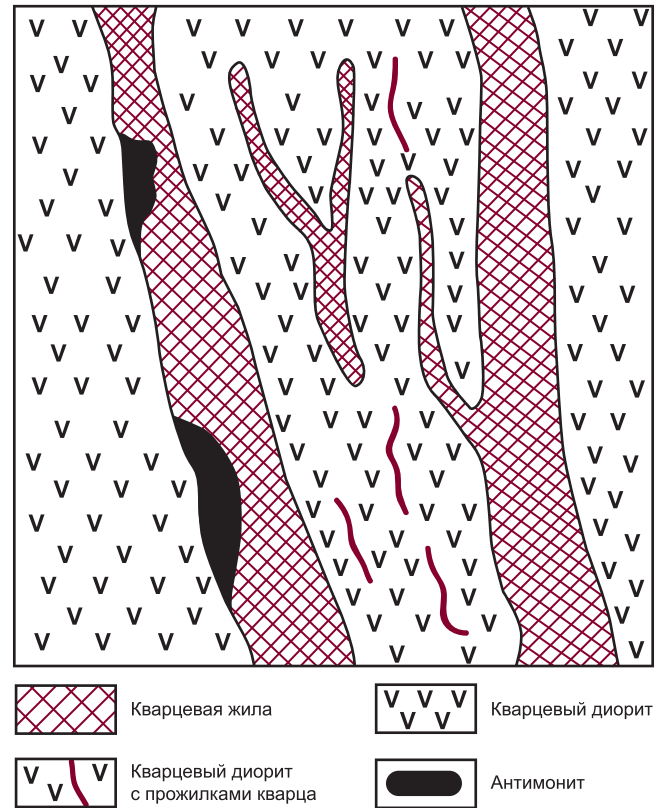


Рис. 5. Забойная зарисовка с указанием антимонита в кварцевых жилах [Суматов, 1940]

где представлены желваки антимонита в кварцевых жилах мощностью около 30 см (рис. 5).

Архивные зарисовки забоя демонстрируют, что антимонит занимает до 5% площади в плоскости обнажений.

Морфология рудных тел сурьмы позволяет получать крупнокусковой товарный продукт без дополнительных технологических переделов, таких как флотация, по качеству (от 30% Sb) и гранулометрическому составу отвечающего требованиям, предъявляемым к шихте при выплавке черновой

сурьмы. Принятая технология наиболее эффективна для обогащения выявленных монометалльных антимонитовых руд.

Помимо отдельных гнезд с антимонитом, можно рассматривать и совместную минерализацию сурьмы в золотоносных рудных телах, однако качество (содержание) будет значительно ниже (более чем в 10 раз) предыдущего варианта, а технологический процесс в таком случае будет совмещен с золотом, где итоговым продуктом будет являться флотоконцентрат [Лаврик и др., 2020].

**Методика оценки ресурсов сурьмы.** Согласно методическим рекомендациям ГКЗ по применению классификации запасов и прогнозных ресурсов сурьмяных руд, руды с гнездовым распределением полезного компонента (рис. 3) относятся к четвертой группе, самостоятельного промышленного значения не имеют и пригодны лишь для попутной отработки действующими предприятиями. В этой связи нет четких рекомендаций по параметрам разведочных сетей. В состав работ для подсчета запасов по категориям  $C_1-C_2$  потребуется добавить непрерывное прослеживание по штольням и штрекам, а также сгустить сеть [Методические..., 2007]. Таким образом, корректный подсчет запасов без проведения подземных горных выработок невозможен.

Современные разведочные работы, ориентированные на золото, проводились с использованием сети  $40 \times 40$  м, что не позволяет корректно оценить распределение сурьмы из-за характера распределения и морфологии рудных тел. Средняя длина керна, отбираемого на пробу, составляет метр, тогда как сами гнезда антимонита по одной оси могут достигать размеров до 30 см (рис. 3). Поэтому при отборе пробы из скважины, попавшей в антимонит, содержание сурьмы «размазывается» на всю длину пробы, искажая интерпретацию наличия сурьмы в недрах, а вероятность «промаха» в гнезда антимонита при текущих параметрах сети очень высока. По этой причине на Дяппе сурьма в значимом количестве (от 0,1 %) встречалась лишь в небольшой доле проб (до 20).

Проводимым анализом проб была атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой, где верхним пороговым значением определения для сурьмы является 1 % (таблица). В 5 пробах генеральной выборки данное значение превышало пороговое, что может означать попадание в гнездо антимонита.

В целях оценки прогнозных ресурсов каждые повышенные содержания сурьмы были приняты за потенциальное попадание в желваки. Далее были отстроены контуры кварцевых жил как рудовмещающих структур, в которые попали пробы с содержаниями сурьмы от 0,01 % и 0,1 % (рис. 6).

Площадь контуров с меньшим бортовым содержанием составляет  $4570 \text{ м}^2$ , с большим —  $1114 \text{ м}^2$ . Для снижения «раздутости» объемов жилы не были отстроены каркасами, поскольку расстояние между

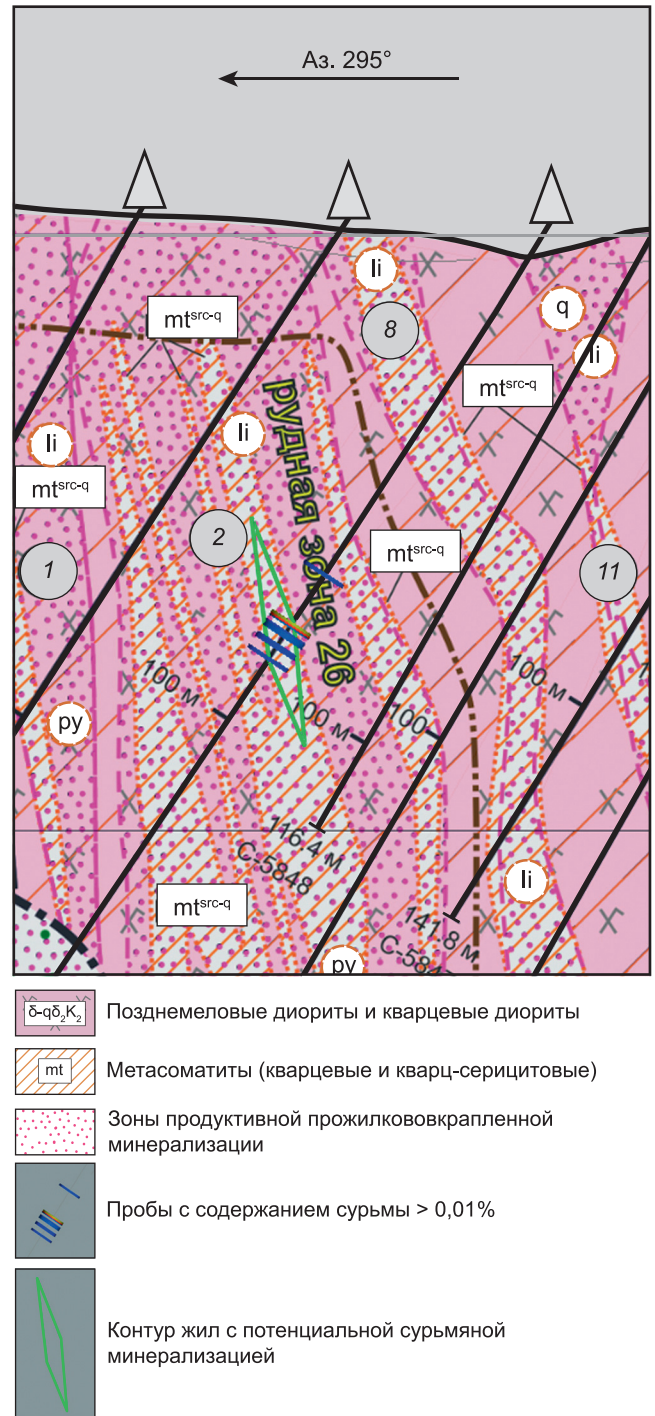


Рис. 6. Схематический разрез по буровому профилю с оконтуриванием кварцевой жилы с повышенным содержанием сурьмы. Числа курсивом в кружках — номера зон продуктивной минерализации золота

буровыми профилями составляет 40 м, поэтому значение по мощности было взято из отчетов предшественников, составляющее 30 см. Плотность горной массы принята за  $2,65 \text{ т/м}^3$ .

Исходя из всех вышеуказанных данных, прогнозные ресурсы антимонита при «бортовых содержаниях» сурьмы 0,01 % и 0,1 % составляют 181,7 т и 44,3 т, соответственно.

Важно отметить, что проведенный анализ ICP-AES по ряду элементов, включая сурьму, сделан

Выборка результатов ICP-AES из образцов с содержанием сурьмы от 0,01 % по скважине 5814, отсортированная по убыванию содержания сурьмы\*

Образец	Al	As	Ca	Cr	Cu	K	Mg	Mn	Sb	Sr	Y	Zn
5814-130	0,18	1820	0,13	50	49,4	0,11	0,03	103	>10000	35,8	0,8	9,5
5814-129	0,52	1070	0,28	27	25,2	0,25	0,14	278	2600	47,8	4	37,5
5814-131	0,45	943	1,72	34	63	0,33	0,07	407	532	45,9	5,2	50,2
5814-135	0,5	1220	0,3	13	40,5	0,28	0,12	457	372	77,5	4,6	47,2
5814-112	0,43	1020	0,31	24	20,3	0,29	0,11	286	193	39,3	4,6	44,5
5814-134	0,92	428	0,28	35	40,9	0,41	0,45	320	145	39,4	4,3	46,5
5814-138	0,48	806	0,61	11	37,4	0,32	0,1	524	135	36,3	4,9	49
5814-144	0,59	1810	0,5	28	24,3	0,31	0,2	374	133	46,8	4,3	42

Примечание. \* Данные скважины, соответствующей рис. 6.

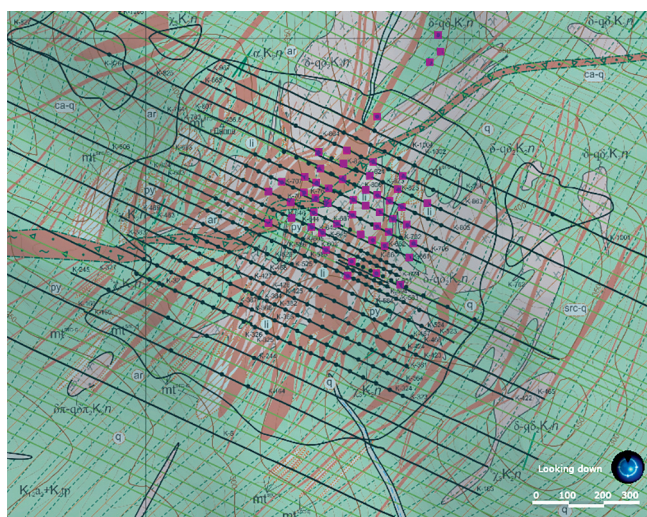


Рис. 7. Схематический план месторождения с указанием устьев скважин (фиолетовый цвет) по которым происходил отбор проб для многоэлементного ICP-AES

только для части проб, относящихся к северо-восточной части месторождения (рис. 7).

Исходя из этого, есть вероятность получения схожей ситуации и по юго-западной части месторождения, поэтому общее количество прогнозных ресурсов может достигать более 360 т антимонита. В пересчете на сурьму выходит около 250 т.

**Заключение.** На месторождении Дяппе выделяются 6 минеральных ассоциаций, отражающие стадии процесса минерализации. На первых стадиях отмечается формирование кварцевых жил совместно с золотом. Поздней стадией процесса рудообразования, идущей перед финальной кварцевой

безрудной стадией, является антимонит-кварцевая, где содержание сурьмы достигает 15 %.

Построенная 3D модель на основе данных разведочных работ позволяет говорить о пространственной разобщенности золотой и сурьмяной минерализации, указывая на отсутствие генетической связи между этими типами руд.

Сурьма, представленная антимонитом, находится в кварцевых жилах в виде отдельных гнезд, достигая в размерах до 30 см, где при таких параметрах необходимо проходить подземные горные выработки для непрерывного прослеживания рудных тел.

В исследовании был сделан акцент на крупнокусковом сурьмяном концентрате, для которого минимальное содержание сурьмы в товарной руде должно составлять не менее 0,1 % в связи с технологическими требованиями, однако возможно использовать руду и с меньшим содержанием, производя на выходе флотоконцентрат.

Проведенные буровые работы с сетью 40 × 40 м, ориентированные на золото, привели к невозможности корректного учета запасов сурьмы, поэтому подсчет запасов сурьмы на объекте не проведен. Предложенная методика, интегрирующая исторические и современные данные, демонстрирует возможность оценки локальной минерализации в кварцевых жилах с оценкой прогнозных ресурсов сурьмы в 250 т. Ключевой проблемой оценки сурьмы на месторождении Дяппе является несоответствие между проведенными разведочными работами и параметрами рудных тел.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова ЦИТИС АААА-А16-116033010110-1.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Екимов А.А. Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на золоторудном месторождении Дяппе в 2000–2010 годах с подсчетом запасов и ресурсов на 01.01.2011 г. (1 этап), 255 стр., 7 илл., 10 текст. прил., 92 таблицы, 22 граф. прил. Лицензия ХАБ 02062БР.

Дорохова И. Сурьма на пробу. Положение дел на рынках сурьмы в России и в мире. [Электронный ресурс]. URL: <https://atomvestnik.ru/2024/06/28/surma-na-probu/> (дата обращения: 01.05.2025).

*Лаврик Н.А., Архипова Ю.А., Литвинова Н.М.* Геологические и экономические предпосылки добычи сурьмы на золоторудном месторождении «Дяппе» // Кулагинские чтения: техника и технология производственных процессов: материалы XX Международной научно-практической конференции: В 3 ч. / Забайкальский государственный университет. Чита: ЗабГУ, 2020. Ч. 2. С. 115–121.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Сурьмяные руды. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 34 с.

Распоряжение Правительства Российской Федерации от 30 августа 2022 г. № 2473-р // СПС «Гарант».

*Пискунов Ю.Г.* Изучение вещественного состава пород и руд Удильского района и их использование при поисково-разведочных работах (Нижнее Приамурье): отчет. Владивосток, 1989. 100 с.

*Савва Н.Е.* Минералогия руд участка Дяппе: отчет. Магадан, 1989. 43 с.

*Суматов М.С.* Объяснительная записка к подсчету запасов на 1-е января 1940 года по золоторудному месторождению Дяппе. 1940. 51 с.

*Фомин Д.П.* Отчет о научно-исследовательской работе. Технологическая типизация руд месторождений Дяппенское и Албазинское. Иркутск: Иргиредмет, 1991. 34 с.

*Юшманов Ю.П.* Геолого-структурная позиция, структура и условия локализации золотого оруденения в Дяппе-Мартемьяновском рудном узле, Нижнее Приамурье // Отечественная геология. 2016. № 4. 7 с.

*Юшманов Ю.П.* Структурно-тектонические закономерности размещения золота в Пильда-Лимурийском районе Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 4. С. 99–109.

Статья поступила в редакцию 12.09.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 553.983

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-88-97

## ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ДАННЫХ КАК ИНСТРУМЕНТ ПОВЫШЕНИЯ КАЧЕСТВА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ СОСТАВА ПЛАСТОВОЙ ВОДЫ АЧИМОВСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Екатерина Сергеевна Казак<sup>1</sup>✉, Анастасия Сергеевна Семанова<sup>2</sup>,  
Никита Владимирович Морозов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Kanigu@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-4427-3196>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; [semanova-a@mail.ru](mailto:semanova-a@mail.ru)

<sup>3</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Россия; [Morozov.NV@gazpromneft-ntc.ru](mailto:Morozov.NV@gazpromneft-ntc.ru)

**Аннотация.** В статье рассматривается актуальная на сегодняшний день проблема слабой достоверности результатов определения химического состава и минерализации пластовых вод, возникающая по техническим или методологическим причинам, что впоследствии ведет к появлению прогнозов насыщения с высокой степенью неопределенности при использовании некачественных данных при интерпретации ГИС. В данной работе предложен новый алгоритм пошагового геохимического контроля для фильтрации выборки данных химического состава пластовой воды ачимовского комплекса северной части Западной Сибири. Предложенный алгоритм включает в себя несколько последовательных шагов (проверка электронейтральности, определение типа воды по Сулину, контроль гидрохимических показателей), по прохождению которых получается отфильтрованная кондиционная выборка. В результате такого контроля данных проведенных анализов химического состава пластовой воды выявлено, что кондиционными и пригодными для дальнейшего использования данными являются только 8,1 % проб из 242. Эти пробы максимально по своему составу приближены к составу пластовой воды ачимовской толщи и могут в дальнейшем использоваться как эталонные пробы. Применение геохимического контроля показало свою эффективность в отсеивании некондиционных данных и получении корректных данных состава пластовых вод и их минерализации, что позволит повысить достоверность геофизических прогнозов. Предложены варианты решения проблемы путем изменения методических подходов и усовершенствования инструментальной базы лабораторий химического анализа воды.

**Ключевые слова:** геохимический контроль, пластовые воды, электронейтральность, Ямбрут, химический состав подземных вод

**Для цитирования:** Казак Е.С., Семанова А.С., Морозов Н.В. Геохимический контроль данных как инструмент повышения качества интерпретации химических анализов состава пластовой воды ачимовской свиты северной части Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 88–97.

## GEOCHEMICAL DATA QUALITY CONTROL AS A TOOL FOR IMPROVING THE INTERPRETATION OF FORMATION WATER CHEMISTRY: A CASE STUDY OF THE ACHIMOV FORMATION, NORTHERN WEST SIBERIA

Ekaterina S. Kazak<sup>1</sup>✉, Anastasiya S. Semanova<sup>2</sup>, Nikita V. Morozov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [Kanigu@mail.ru](mailto:Kanigu@mail.ru) ✉, <https://orcid.org/0000-0002-4427-3196>

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [semanova-a@mail.ru](mailto:semanova-a@mail.ru)

<sup>3</sup> Gazprom Neft STC LLC, Saint Petersburg, Russia; [Morozov.NV@gazpromneft-ntc.ru](mailto:Morozov.NV@gazpromneft-ntc.ru)

**Abstract.** The article addresses a pressing issue in modern hydrogeochemical research — the low reliability of results in determining the chemical composition and salinity of formation waters, which often arises due to technical or methodological errors. These inaccuracies subsequently lead to highly uncertain saturation forecasts when poor-quality data are used for geophysical log interpretation. In this work, a new step-by-step geochemical control algorithm (GCA) is proposed for filtering datasets of formation waters composition from the Achimov Formation in the northern part of Western Siberia. The proposed algorithm consists of several consecutive stages — verification of electroneutrality, determination of water type according to Sulina's classification, and control of hydrochemical parameters. As a result of passing these stages, a filtered and conditionally valid dataset is obtained. Based on the GCA of the analyzed formation-water chemistry data, it was found that only 8.1 % of 242 samples can be considered reliable and suitable for further interpretation. These samples most closely reflect the true composition of the Achimov Formation waters and can be used as reference data. The application of GCA has proven effective in screening out invalid analyses and obtaining accurate values for formation water composition and salinity, which in turn increases the reliability of geophysical forecasts. Possible solutions to improve data quality are also proposed, including methodological adjustments and modernization of laboratory analytical equipment.

**Keywords:** geochemical control, formation waters, electrical neutrality, Yambrug, chemical composition of groundwater

**For citation:** Kazak E.S., Semanova A.S., Morozov N.V. Geochemical data quality control as a tool for improving the interpretation of formation water chemistry: a case study of the achimov formation, northern West Siberia. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 88–97. (In Russ.).

**Введение.** Минерализации пластовых вод — важный параметр, который прежде всего используется для интерпретации данных ГИС, а также для подсчета запасов углеводородов. Достоверное определение данного параметра необходимо и актуально.

В процессе проведения поисково-разведочного бурения стандартные методы определения минерализации и химического состава пластовой воды часто приводят к получению недостоверных результатов по техническим или методологическим причинам. В большинстве случаев основная техническая причина такого низкого качества и слабой достоверности определения состава и минерализации проб пластовых вод связана с несоблюдением правил отбора проб [Balaram, Satyanarayanan, 2022].

Другая распространенная причина низкого качества данных — использование устаревших методических подходов для анализа проб пластовой воды [Smee et al., 2024]. Методы анализа, которые были предложены несколько десятилетий назад и используются в производственных лабораториях химического анализа воды (ХАЛ) и по сей день, не всегда позволяют получить результаты содержания компонентов с нужной точностью, так как они подразумевают, например, определение отдельных макрокомпонентов различными методами с разными ошибками определения, расчет суммарного содержания калия и натрия, а не прямое измерение их концентраций в воде по отдельности и т. п. Данные методы были прорывными для своего времени, однако сегодня с появлением новых методических и инструментальных подходов, позволяющих в меньшем объеме пробы на одном приборе получить результаты практически для всех макрокомпонентов, необходимо пересмотреть подходы к анализу проб пластовых вод.

В результате технических и методических причин определяемые параметры состава пластовых вод не характеризуют их состояние в пласте и не информативны для дальнейших задач. Их использование для интерпретации данных ГИС приведет к появлению прогнозов насыщения с высокой степенью неопределенности. Например, в среднем 30 % выделяемых интервалов при разведке получают статус неясного насыщения, в результате чего затраты на их испытания растут. Таким образом, возникает острая потребность в разработке нового подхода к интерпретации результатов химического состава и минерализации проб пластовой воды, что позволит точно определять степень кондиционности проб, и следовательно, приведет к уменьшению неопределенности петрофизической модели насыщения пород-коллекторов в категории «неясно».

В данной работе предложен новый алгоритм пошагового геохимического контроля (ГХК) для фильтрации выборки (242 пробы) данных химического состава пластовой воды по пластам-коллекторам ачимовского комплекса северной части Западной Сибири.

В литологическом плане ачимовская толща (Ач) характеризуется переслаиванием линз песчаников, аргиллитов и алевролитов. Ач приурочена к отложениям глубоководной обстановки осадконакопления, а именно к отложениям турбидитовых потоков. Минерализация пластовых вод водоносных горизонтов Ач изменяется от 5 до 14–20 г/дм<sup>3</sup> [Бешенцев и др., 2019; Кошелев и др., 2014; Новиков, Лепокуров, 2005], в солевом составе доминируют хлориды натрия и калия при повышенном содержании гидрокарбонат-иона, сульфат-ион практически отсутствует.

Результаты использования ГХК помогут отсеять некондиционные данные и в дальнейшем получить корректные данные состава пластовых вод и их минерализацию, что позволит в первую очередь повысить достоверность геофизических прогнозов.

**Методика исследования.** Общий алгоритм геохимического контроля (ГХК) — фильтрация данных по химическому составу, минерализации и гидрохимическим показателям пластовых вод представлен на рис. 1. Данный алгоритм включает в себя три последовательных шага, по прохождению которых получается отфильтрованная кондиционная выборка.

На шаге 1 проверяется правильность выполнения химического анализа путем сравнения суммы катионов ( $\sum K$ , мг-экв/л) и суммы анионов ( $\sum A$ , мг-экв/л) и оценки степени электронейтральности раствора ( $\mathcal{E}P$ ).

Если  $\sum K = \sum A$ , то электронейтральность раствора соблюдена, анализ выполнен корректно и такие результаты можно использовать для оценки гидрохимических показателей на шаге 2.

Если  $\sum K \neq \sum A$ , то необходимо оценить степень электронейтральности раствора ( $\mathcal{E}P$ , %) по формуле [Appelo, Postma, 2005]:

$$\mathcal{E}P = \frac{\sum K - \sum A}{\sum K + \sum A} \cdot 100.$$

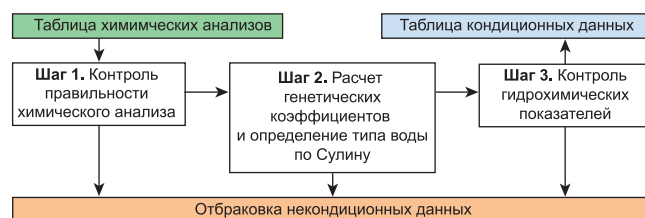


Рис. 1. Общий алгоритм гидрогеохимического контроля данных химического состава проб пластовых вод

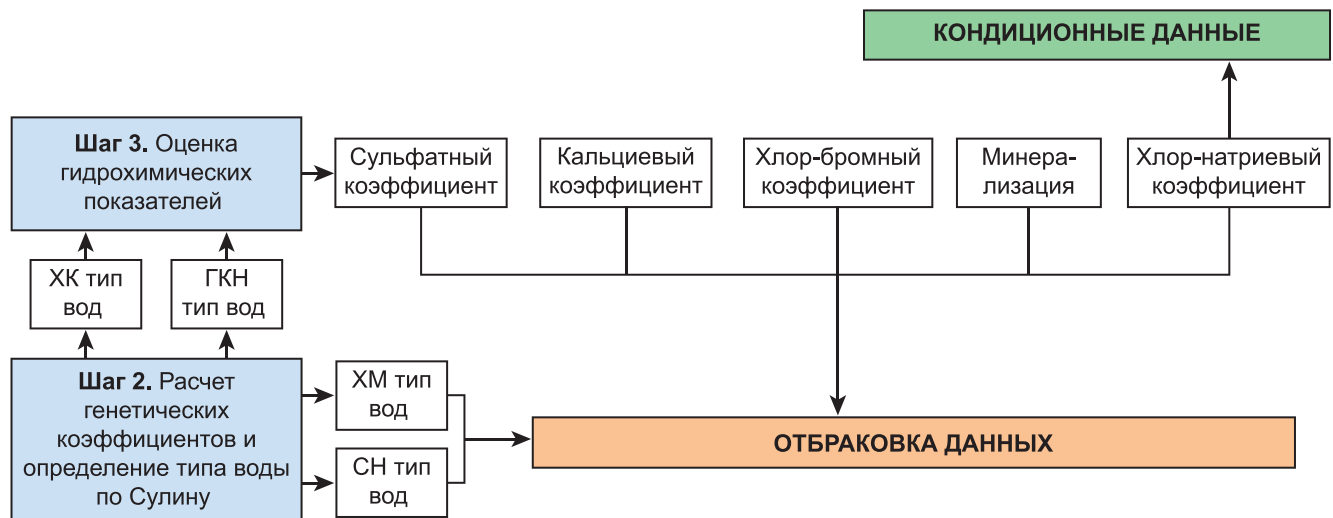


Рис. 2. Алгоритм геохимического контроля данных по типу воды по Сулину (шаг 2) и геохимическим показателям (шаг 3). ХК — хлоридно-кальциевый, ГКН — гидрокарбонатно-натриевый, ХМ — хлоридно-магниевый, СН — сульфатно-натриевый

В зависимости от величины суммарного содержания анионов в воде принимается разная степень допустимого расхождения между содержанием катионов и анионов (табл. 1).

Если ЭР выше указанных в табл. 1 соответствующих значений, то анализ выполнен с ошибкой, данные отбраковываются и не используются для дальнейшего анализа. Если ЭР ниже, то анализ считается выполненным корректно и такие результаты можно использовать для оценки генетических коэффициентов и гидрохимических показателей (шаг 2).

На шаге 2 производится фильтрация данных путем использования генетических коэффициентов и тип вод по Сулину (рис. 2).

Расчет генетических коэффициентов Сулина  $\frac{r Na^+}{r Cl^-}$ ,  $\frac{r Cl^- - r Na^+}{r Mg}$  и  $\frac{r Na^+ - r Cl^-}{r SO_4}$  производится в мг-экв/л. Тип воды определяется по соотношению коэффициентов согласно табл. 2.

К сульфатно-натриевым (СН) и гидрокарбонатно-натриевым (ГКН) химическим типам относятся воды со значениями коэффициента  $\frac{r Na^+ - r Cl^-}{r SO_4} <$  или  $>1$  соответственно, и эти воды свойственны водам континентального генезиса. Однако, ГКН тип характерен и для глубоких частей разреза с гидрогеохимической инверсией.

Хлоридно-магниевый (ХМ) и хлоридно-кальциевый (ХК) типы характеризуются соответственно  $<$  или  $>1$  значениями коэффициента  $\frac{r Cl^- - r Na^+}{r Mg}$ , при этом считается, что преобладание в составе хлорида магния, специфической соли «морской» обстановки, свидетельствует о морском генезисе раствора. Увеличение  $>1$  коэффициента  $\frac{r Cl^- - r Na^+}{r Mg}$  и одновременное уменьшение коэффициента  $\frac{r Na^+}{r Cl^-}$  до значений  $<1$  свидетельствует о накоплении в водах хлорида

Таблица 1

Значения параметра электронейтральности раствора (ЭН, %) состава водных проб

№	Суммарное содержание анионов, мг-экв/л	Приемлемое значение параметра электрического баланса
1	0,0–3,0	Менее $\pm 0,2$ мг-экв/л
2	3,0–10,0	Менее $\pm 2\%$
3	10,0–800	5%

Таблица 2

Выделение генетических типов природных вод по классификации В.А. Сулина [Сулин, 1948]

Тип воды	$\frac{r Na^+}{r Cl^-}$	$\frac{r Na^+ - r Cl^-}{r SO_4}$	$\frac{r Cl^- - r Na^+}{r Mg}$	Характерная обстановка формирования вод
	Гидрокарбонатно-натриевый (ГКН)	$>1$	$>1$	
Сульфатно-натриевый (СН)	$>1$	$<1$	–	поверхностные воды; зоны свободного водообмена
Хлоридно-магниевый (ХМ)	$<1$	–	$<1$	морские воды
Хлоридно-кальциевый (ХК)	$<1$	–	$>1$	зоны затрудненного водообмена (глубинные)

кальция — специфической соли, свойственной глубоким метаморфизованным водам, в частности водам нефтяных месторождений [Сулин, 1948].

Таблица 3

Принятые валидные значения гидрогеохимических коэффициентов и минерализации для представленной выборки химических анализов состава пластовых вод Ач [Бешенцев, и др., 2019; Кошелев, Ли, Катаева, 2014; Новиков, Лепокуров, 2005]

Наименование	$rSO_4^{2-} \cdot 100 / rCl^-$	$rCa \cdot 100 / rNa$	Cl/Br	$rNa / rCl$	Минерализация
Пластовые воды Ач	<1,5	<6	<298	>1,1	20>M>6

Таким образом, определенное сочетание величин «генетических» коэффициентов В.А. Сулина позволяет выделить воды континентального происхождения и неглубокого залегания (ГКН и СН типы), воды молодых морских отложений (ХМ тип) и глубинные ХК воды.

Если в ходе анализа проб воды получается ХМ или СН тип вод, то такие пробы отбраковываются, так как представляют собой смесь глубинной пластовой воды и техногенной жидкости (рис. 2).

Если в ходе анализа проб воды получается ХК или ГКН тип вод (рис. 2), то такие пробы могут быть использованы для дальнейшей оценки гидрохимических показателей на шаге 3.

На шаге 3 оставшиеся данные фильтруются с помощью гидрохимических показателей путем расчета сульфатно-хлорного, кальций-натриевого, хлор-бромного, натрий-хлорного коэффициентов, минерализации, сравнивая полученные значения с типичными значениями для данных пластовых вод (например, полученным по данным опробования на этапе разведки) (рис. 2).

*Сульфатно-хлорный коэффициент* ( $rSO_4^{2-} \cdot 100 / rCl^-$ ) рассчитывается как отношение концентрации сульфат-иона (мг-экв/л), умноженное на 100, к содержанию хлор-иона (мг-экв/л) и характеризует насыщенность вод сульфатами. В восстановительной обстановке зоны затрудненного водообмена, присущей пластовым водам нефтегазовых месторождений, этот коэффициент имеет более низкие значения по сравнению с поверхностными водами и подземными водами зоны активного водообмена. Повышение этого показателя может свидетельствовать о внедрении вод из внешних источников [Кошелев, Ли, Катаева, 2014]. Валидным для Ач пластовых вод считается значение коэффициента  $rSO_4^{2-} \cdot 100 / rCl^-$  менее 1,5 (табл. 3, рис. 2).

*Кальций-натриевый коэффициент* ( $rCa \cdot 100 / rNa$ ) [Кошелев и др., 2014] информативен при диагностике присутствия в составе попутных вод технических жидкостей, закачиваемых в скважины для промысловых целей. Рассчитывается как отношение концентрации кальция (мг-экв/л), умноженное на 100, к содержанию натрия (мг-экв/л) и характеризует насыщенность вод кальцием. Аномально высокие значения этого коэффициента связаны с воздействием технических растворов хлористого кальция.

Валидным для Ач пластовых вод считается значение  $rCa \cdot 100 / rNa$  коэффициента менее 6 (табл. 3; рис. 2).

*Хлор-бромный коэффициент* (Cl/Br) — показатель гидрогеологической закрытости недр, отражающей условия сохранения залежей нефти и газа [Карцев, 1972; Карцев и др., 1986] и концентрирование морской воды за счет роста концентрации брома. В океанической воде этот коэффициент равен 293–320 [Хорн, 1972]. Вследствие более высокой растворимости природных бромидов, чем хлоридов, после садки галита бром продолжает накапливаться в солеродных бассейнах. С другой стороны, рассолы, образовавшиеся в результате растворения галоидных толщ, обеднены бромом, так как бром практически не осаждается вместе с хлоридами. Поэтому, в метаморфизованных водах, в которых растет относительная доля брома, по отношению к хлору, Cl/Br коэффициент меньше (до 80–100), чем для морской воды. В опресненных водах соотношение увеличивается до 2000. В вулканических водах бром практически отсутствует, поэтому данное отношение составляет для них 500–2000. Чем меньше будет коэффициент Cl/Br и более минерализованные воды, тем более вероятно формирование залежей нефти и газа. По данным Ю.И. Зытнера [Зытнер, Чибисова, 2013] наиболее благоприятными являются условия при значении Cl/Br коэффициента <100.

При Cl/Br < 298–300 воды являются пластовыми, их происхождение связано с древними бассейнами осадконакопления, зонами застойного водообмена (рис. 2). Если Cl/Br > 300, то существует вероятность дополнительного поступления хлора в пластовые воды за счет инфильтрации из внешних источников (например, технических растворов). Согласно данным результатов исследований [Кошелев и др., 2014], хлор-бромный коэффициент в пластовых водах Уренгойского НГКМ находится в пределах 150–250.

*Натрий-хлорный коэффициент* ( $rNa / rCl$ ) называют коэффициентом метаморфизации [Сулин, 1948], в морской воде он равен 0,85 [Хорн, 1972]. В катионном составе вод Ач повсеместно преобладает ион натрия, величина  $rNa / rCl > 1,1$  (табл. 3, рис. 2). По этому коэффициенту пластовые воды гидрокарбонатно-натриевого типа достаточно четко отличаются от других типов (хлоридно-кальциевых, сульфатно-натриевых, хлоридно-магниевых и вод смешения).

*Минерализация* (M) характеризует общие гидрогеохимические и гидрогеологические условия, зависящие от гидродинамики соответствующей части разреза бассейна [Карцев и др., 1986]. Воды, выносимые скважинами Ач, представлены часто смесями конденсационных, пластовых и техногенных вод в различных соотношениях. При сопоставлении составов таких типов вод наиболее существенные различия наблюдаются в значениях минерализации и концентраций ионов хлора, кальция, гидрокарбонатов, а также микрокомпонентов — йода, брома, стронция, бария. Минерализация пластовых

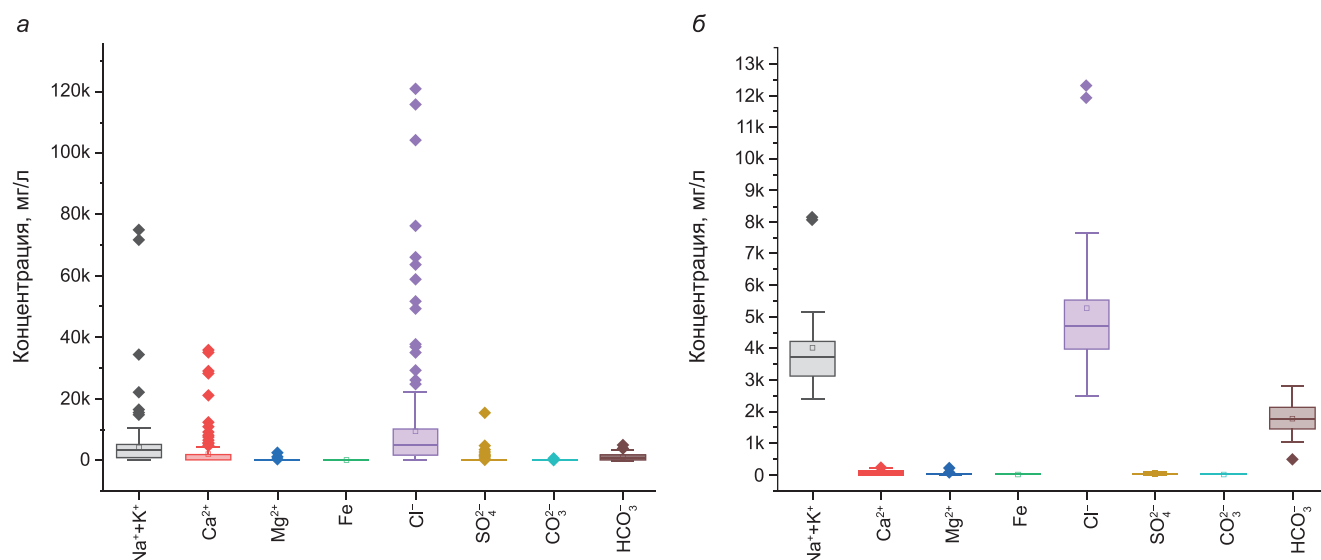


Рис. 3. Диапазоны содержаний макрокомпонентов в исследуемой выборке до (а) и после (б) фильтрации

вод водоносных горизонтов Ач изменяется от 5 до 14–20 г/дм<sup>3</sup> (табл. 3; рис. 2) [Бешенцев и др., 2019; Кошелев и др., 2014; Новиков, Лепокуров, 2005], в солевом составе доминируют хлориды натрия и калия при повышенном содержании гидрокарбонат-иона.

Конденсационные воды Ач характеризуются низкими значениями минерализации (от 0,1 до 5–6 г/дм<sup>3</sup>) и зависят от влияния техногенных факторов на формирование их конечного состава. Минерализация незагрязненной ультрапресной конденсационной воды всегда менее 1 г/дм<sup>3</sup>.

Повышенные и высокие значения минерализации (более 20–40 г/дм<sup>3</sup>) присущи техногенным водам [Кошелев и др., 2014] — технологическим растворам и жидкостям на водной основе с минерализацией >40 г/дм<sup>3</sup>, используемых при бурении, капитальном ремонте и интенсификации скважин. В таких пробах присутствуют привнесенные соли (например, CaCl<sub>2</sub>, NaCl, KCl и другие), что затрудняет идентификацию генетической принадлежности вод.

**Результаты и их обсуждение.** За период разведки и разработки Ач отложений накоплен достаточно большой массив данных химического состава пластовых вод с этапа разведки и в ходе эксплуатации. В частности, для Ямбургского месторождения это порядка 242 проб.

По данным химических анализов пробы пластовых вод ачимовской толщи характеризуются достаточно широким диапазоном содержания макрокомпонентов. Так, вариации изменения содержания хлор-иона составляет от около 120 г/л до менее 1 г/л (рис. 3, а), соответственно, минерализация тоже показывает большой диапазон изменений от около 200 до менее 1 г/л (рис. 3, а). Точки растягиваются по осям диаграммы Пайпера, показывая сильную вариацию по жесткости как (Ca+Mg), хлору, гидрокарбонат и сульфат ионам (рис. 4, а). Такой большой разброс указывает на неоднородность выборки в пределах одной толщи ачимовских отложений и указывает на различную природу вод в ней —

техногенная, пластовая, возможно кондиционная, и, конечно, смесей всех типов.

Для фильтрации выборки был использован алгоритм ГХК, представленный на рис. 1 и 2.

Проверка правильности результатов химического анализа показала (рис. 5, а), что условие электронейтральности ( $\sum K = \sum A$ ) соблюдается только в двух анализах. Для остальных была оценена степень электронейтральности раствора (ЭР, %) по формуле (1). В результате в 35 пробах наблюдается избыток анионов, ЭР изменяется от 5 до 98,2%. Избыток катионов установлен в 69 пробах, ЭР изменяется от 5,17 до 84,17%. Таким образом, 103 пробы некондиционны и не могут быть использованы для дальнейшего анализа.

По соотношению генетических коэффициентов установлено, что к СН типу относится 4 пробы, к ХМ — 4 пробы (рис. 5, б). В 38 пробах установлен ГКН тип воды, в 91 пробе — ХК тип воды (рис. 5, а). Таким образом, 129 проб могут быть глубинными водами затрудненного водообмена или смешанными с техногенными водами и будут использованы на шаге 3 для фильтрации с помощью гидрогеохимических параметров.

Установлено, что исследуемая выборка характеризуется большим разбросом значений коэффициентов  $rSO_4^{2-} \cdot 100/rCl$ ,  $rCa \cdot 100/rNa$ ,  $rNa/rCl$  и минерализации даже в пределах одного пласта, что говорит о различной природе исследуемых вод (пластовая, техногенная, смесь и пр.).

Фильтрация с использованием сульфатно-хлорного коэффициента показала (рис. 6, а), что  $rSO_4^{2-} \cdot 100/rCl \leq 1,5$  для 109 проб, которые могут быть использованы для дальнейшего ГХК.

Фильтрация с использованием кальциево-натриевого коэффициента отсеяла большое количество проб. Установлено (рис. 6, б), что  $rCa \cdot 100/rNa \leq 6$  только для 32 проб, 77 проб приняты как некондиционные.

Фильтрация по минерализации отсеяла еще 5 проб (рис. 6, в) и, наконец, использование филь-

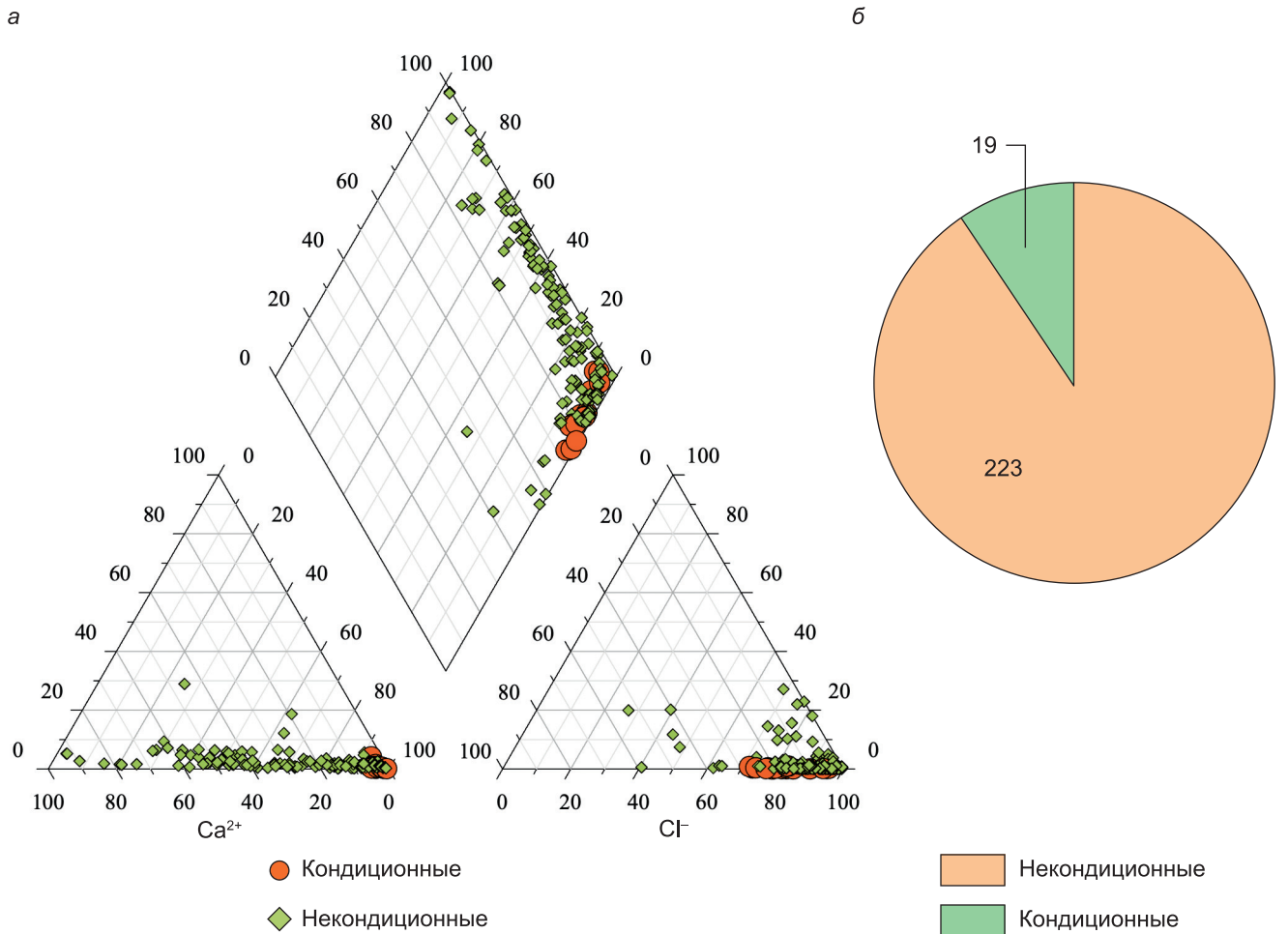


Рис. 4. Диаграмма Пайпера для исследуемой выборки проб подземных вод (а) и результаты геохимической фильтрации данных (б)

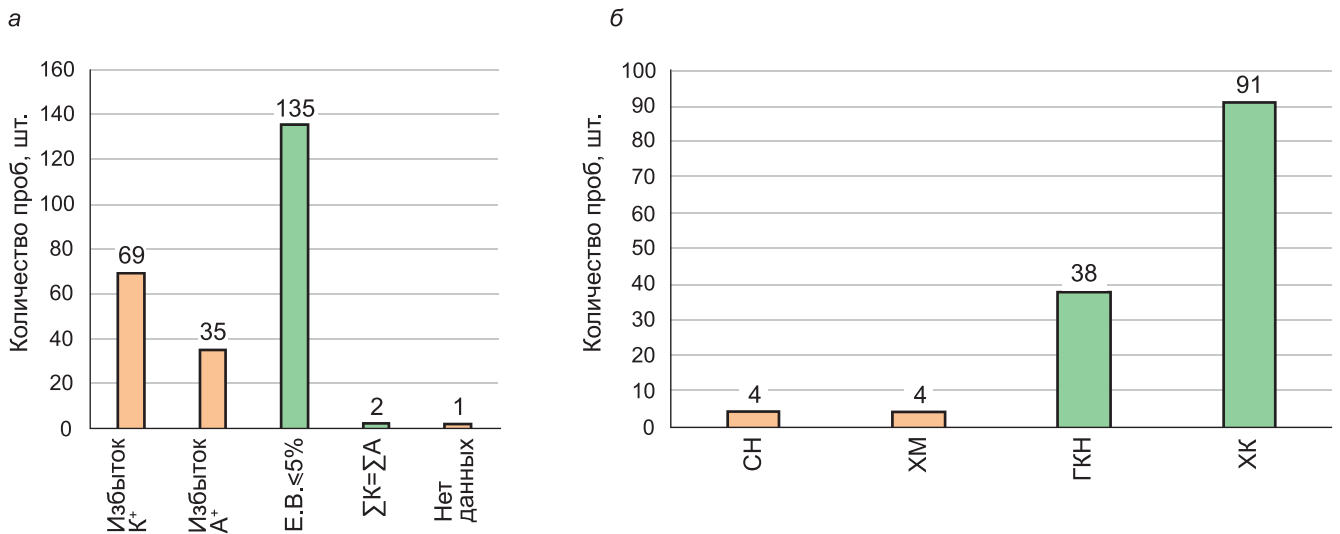


Рис. 5. Результаты проверки электронейтральности проб воды (а) и тип воды по Сулину (б)

тра по коэффициенту метаморфизации показало (рис. 6, г), что только 19 проб могут быть приняты кондиционными ( $rNa/rCl > 1,1$ ) (рис. 4, б).

Таким образом, в результате ГХК из изначальной выборки (242 пробы) осталось только 8,1 % кондиционных анализов (рис. 4, б). Пробы после ГХК не показывают разброса на диаграмме Пайпера и по-

падают в типичную область состава Ач пластовой воды (рис. 4, а).

Значения минерализации и химический состав проб подземных вод после геохимической фильтрации представлены в табл. 4.

Минерализация пластовых воды Ач для всех точек лежит в диапазоне близких значений и изменя-

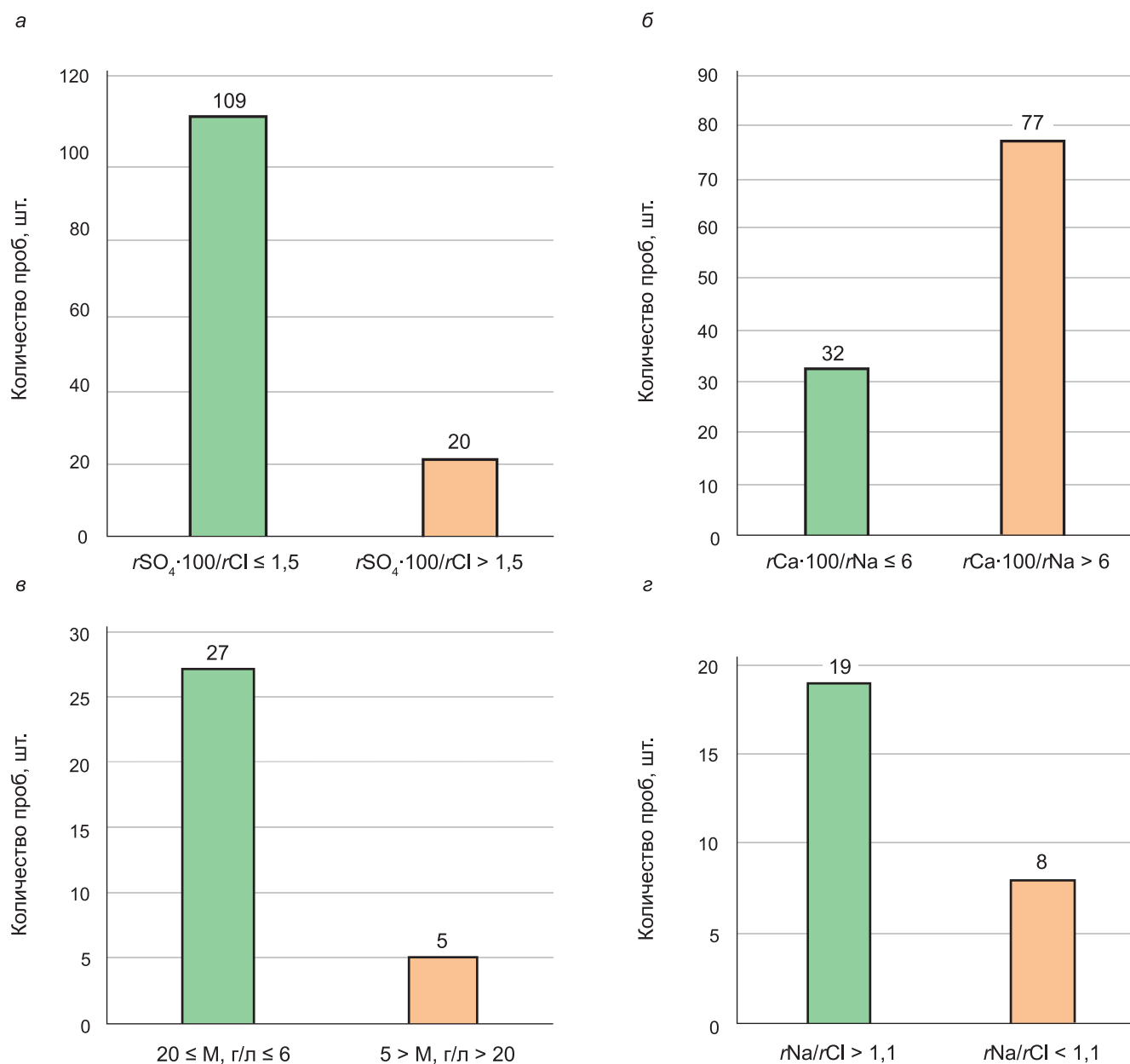


Рис. 6. Результаты фильтрации данных по гидрогеохимическим коэффициентам: сульфатно-хлорному (а), кальций-натриевому (б), минерализации (в) и натрий-хлорному коэффициенту (г)

ется от 5 до 13 г/л, в среднем 10 г/л, в большинстве попадая в область ошибки определения (20 отн.%). Диапазон изменения других макрокомпонентов (таких как натрий и калий, кальций, хлор, гидрокарбонат, сульфат) тоже не широкий (рис. 3, б). Содержание катионов — суммы  $Na^+ + K^+$  изменяется от 2 до 5 г/л, в среднем 3,5 г/л;  $Ca^{2+}$  — от 15 до 169 мг/л, в среднем 63,5 мг/л,  $Mg^{2+}$  — от 0 до 24 мг/л, в среднем 8 мг/л. Содержание анионов —  $Cl^-$  изменяется от 2,5 до 6 г/л (в среднем 4,3 г/л),  $HCO_3^-$  — от 1 до 2,8 г/л (в среднем 2 г/л) и  $SO_4^{2-}$  — от 0 до 90 мг/л (в среднем 25 мг/л). Таким образом, химический состав проб пластовых вод Ач, оставшихся после проведения ГХК, хлоридно-натриевый с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона и с минимальным содержанием сульфатов, что соотносится с литературными дан-

ными по составу пластовых вод ачимовской толщи [Бешенцев и др., 2019; Кошелев и др., 2014; Новиков, Лепокуров, 2005].

Полученный результат показывает, что 43 % данных имеет несбалансированное содержание катионов и анионов, что связано с некорректным выполнением самого химического анализа или суммировании ошибок отдельных методов при их использовании. Доказывая тем самым, что методические подходы, которые сегодня продолжают применяться в лабораториях ХАЛ, устарели. Они подразумевают определение содержания практически каждого макрокомпонента отдельным методом со своей ошибкой. Калий и натрий часто вообще не определяются, а вычисляются как их сумма по разности, хотя натрий в частности для пластовых вод

Таблица 4

Минерализация и химический состав проб подземных вод после геохимической фильтрации

№	Скважина	Пласт	ΣМ	Катионы			Анионы		
				Na <sup>+</sup> K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
			г/л	г/л	мг/л	мг/л	г/л	мг/л	г/л
1	200	Ач18-1	9	3,14	68	7	3,9	0	1,71
2	200	Ач18-1	11	4,22	34	0	5,31	9,6	1,81
3	200	Ач18-1 (Ач18-2)	10	3,8	26	0	4,71	10,3	1,77
4	200	Ач18-1	9	3,12	50	24	3,99	0,6	1,73
5	214		7	2,4	14,83	4,47	2,51	0	2,11
6	214		7	2,4	34,47	8,88	2,51	0	2,2
7	214	Ач15-1	5	1,96	66,7	2,6	2,49	21,7	0,88
8	214	Ач15-1	8	2,82	34,1	2,9	3,2	22,7	1,99
9	221	Ач18-1	12	4,33	75	13	5,92	5,4	1,76
10	222	Ач18-1	10	3,36	127	10,1	4,34	2	1,95
11	222	Ач18-1	10	3,29	101	9,7	4,32	2	1,97
12	225	Ач18-2	11	3,74	169	6,5	4,66	33,7	2,25
13	225	Ач18-1	10	3,54	103	11,2	4,58	21,4	1,95
14	226	Ач17-2	9	3,13	46,86	9,6	3,33	52,29	2,16
15	227	Ач17-3	11	4,07	74,4	13	5,17	81	1,73
16	227	Ач-18-1 (Ач17-3)	10	3,67	58,4	11,9	4,64	76	1,49
17	227	Ач-18-1 (Ач17-3)	11	4,16	68,1	14	5,35	90	1,77
18	502		12	4,1	26,9	4	4,76	36,6	2,81
19	502		13	4,71	27,1	3,5	5,53	15,5	2,78

Ач один из основных компонентов состава. Поэтому обязательно следует проводить раздельное количественное измерение натрия и калия, а не использовать расчетный метод для оценки их суммарного содержания [Na+K], поскольку сегодня на рынке есть методы и приборы, позволяющие делать это даже в полевых условиях.

Таким образом, огромное количество данных — почти половина — просто не пригодны для дальнейшего анализа и интерпретации в силу только методических и инструментальных проблем. Это ярко демонстрирует необходимость модернизации методических подходов и инструментальной базы гидрохимических лабораторий, в том числе лабораторий ХАЛ. В частности, значительно сократить ошибку поможет внедрение более современных методов анализа, позволяющих проанализировать максимальный набор компонентов в одной пробе воды (например, метод капиллярного электрофореза или ионнохроматографический метод). Следует отметить, что метод капиллярного электрофореза является сегодня основным лидером при оценке катионного и анионного состава вод, так как в результате анализа одной пробы определяются сразу все макро- и даже часть микрокомпонентов (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, а также микрокомпоненты — NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Li<sup>+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>). Диапазон определяемых концентраций без разбавления пробы от 0,2 до 20 000 мг/дм<sup>3</sup>. При этом точность метода

не менее 2–3% в том числе и для минерализованных вод. Прибор для капиллярного электрофореза в модификации «Капель» достаточно компактен и может уместиться на части лабораторного стола даже в полевой лаборатории.

Для определения компонентов карбонатного равновесия (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> и CO<sub>2</sub>) замена ручного титрования на автоматическое титрование на приборе (титраторе) с диагностикой точки эквивалентности по pH приведет к повышению достоверности оценки концентраций определяемых компонентов.

Крайне важным является внедрение обязательного контроля электронейтральности сразу после проведения полного химического анализа проб пластовой воды лаборантом в поле до его внесения в протокол. Данный подход позволит диагностировать корректность проведения анализа и в случае обнаружения проблем позволит провести повторное измерение. Кроме того, добавление в регламент анализа проб воды измерения удельной электрической проводимости (УЭП) и определения сухого остатка может служить еще одним дополнительным критерием контроля качества проведения химического анализа.

Переоснащение лабораторий ХАЛ более современным оборудованием и усовершенствование методических подходов позволит расширить диапазон определяемых компонентов в рутинных пробах пластовых вод до основных параметров (pH,

Eh, температура, УЭС, плотность, сухой остаток) и всех макро- и ряда микрокомпонентов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{F}^-$ , при хранении пробы также  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ). Получение дополнительных данных по химическому составу в дальнейшем поможет еще более точно идентифицировать генезис воды (пластовая, техногенная, кондиционная или смесь) с применением последующих шагов геохимического контроля (в частности, геохимических коэффициентов на шаге 3).

Помимо усовершенствования методической и инструментальной базы крайне важно соблюдать регламент отбора проб. При обычном (негерметичном) отборе проб искажения состава могут быть связаны как с отрицательным влиянием соприкосновения с атмосферным воздухом, так и с изменением термобарических условий [Balaram, Satyanarayanan, 2022]. При герметичном отборе, но без сохранения или с частичным сохранением термобарических условий искажения состава связаны только с изменением начальных термобарических условий, в которых существовала вода до отбора.

Обычный отбор проб воды обеспечивает эффективное определение только устойчивых компонентов (хлор, сульфаты, натрий, калий и пр.). Концентрации ряда компонентов пластовых вод, тесно связаны с термобарическими и физико-химическими условиями их существования. С изменением температуры и давления, изменения pH и Eh происходит частичное выделение компонента из раствора [Appelo, Postma, 2005; Geboy, Engle, 2011; Методическое..., 1995; Корценштейн, 1991; Корценштейн, 1963]. В этом случае для определения действительных концентраций тех или иных компонентов пластовых вод можно проводить лишь герметичный отбор проб с сохранением термобарических условий точки отбора пробы, либо консервирование неустойчивых компонентов пластовых вод на забое скважин с помощью различных модификаций глубинных пробоотборников, либо определение этих компонентов с помощью селективных электродов. При герметичном отборе, но без сохранения начальных термобарических условий, искажения состава могут быть связаны с изменением концентраций ряда компонентов с переменной валентностью, компонентов систем карбонатного, сульфатного и других равновесий.

Следует отметить, что при невозможности проведения химического анализа в течение двух часов после отбора пробу пластовой воды следует добавить в регламент фильтрование пробы и ее последующее консервирование. Это поможет получить более качественные данные для дальнейшей интерпретации как геохимических, так и петрофизических данных.

Часто с соблюдением всех правил отбора, может быть отобрана проба без соблюдения регламента отбора, например, при не установившейся минерализа-

ции воды в ходе прокачки или испытания скважины. В результате отбирается проба, в которой присутствует не только пластовая вода, а смесь в разных пропорциях пластовой и технических жидкостей, используемых в процессе бурения и опробования скважин. Согласно результатам геохимического контроля (шаг 3), до 45 % проб содержали примесь технической воды и не могут характеризовать геохимическую картину состава истинных пластовых вод. Таким образом, нужно также усовершенствовать протокол отбора пробы (увеличение времени прокачки скважины при возможности, более точный мониторинг стабилизации минерализации и пр.) для увеличения шанса отбора именно природной воды, а не ее смеси с технической жидкостью. Кроме того, эффективно было бы в контрольных пробах пластовых вод проводить определение содержания микрокомпонентного состава (в том числе металлов, радиоактивных и редкоземельных элементов) и изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ ), что позволит использовать более современные методические подходы для геохимического контроля и в том числе даст возможно рассчитать долю технической воды в смеси и выйти на показатель минерализации именно пластовой воды.

Корректная и полная гидрогеохимическая информация о химическом составе пластовых вод необходима не только для подсчета запасов и разработки залежи, но и для мероприятий ее сопровождающих (подземное захоронение промстоков, борьбы с коррозией, предупреждение солеобразования и солетоложений, попутные поиски и прочее).

**Заключение.** Результаты ГХК выборки данных анализов химического состава пластовой воды Ач показали, что кондиционными и пригодными для дальнейшего использования данными являются только 8,1 % проб из 242. Эти пробы максимально по своему составу приближены к составу пластовой воды Ач и могут в дальнейшем использоваться как эталонные пробы.

Установлено, что практически в равных долях ошибки отсеянных данных связаны с некорректным выполнением химического анализа (шаг 1 — 44 %) и отбором загрязненных техническими жидкостями проб (шаг 2 и 3 — 48 %). Снизить такой высокий процент отсеивания данных можно путем изменения методических подходов и усовершенствования инструментальной базы лабораторий ХАЛ, а также выполнением сразу после анализа воды шага 1 ГХК — проверки электронейтральности, и в случае не сходимости проведения повторных измерений. Кроме того, корректировка и разработка протоколов регламента отбора проб с учетом геологического строения территории и конструкции скважины, увеличение времени прокачки скважины при испытании может помочь отбирать пробы с минимальным содержанием примеси технической воды в дальнейшем. Такой ряд мероприятий и усовершенствований в значительной мере сократит потери неустойчивых

компонентов и повысит качество данных анализов воды.

Усовершенствование анализов пластовых и попутных вод месторождений, основанное на внедрении современного лабораторного оборудования и разработке новых методик проведения физико-химических исследований, позволит получать кондиционные данные состава и минерализации вод, что несомненно повысит уровень прогноза геофизической информации и сократит расходы компаний на опробование.

В любом случае, даже кондиционные лабораторные анализы химического состава подземных вод приближают нас к реальным пластовым химическим составам пластовых вод лишь в той или иной степени.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бешенцев В.А., Сальникова Ю.И., Абдрашитова Р.Н., Воробьева С.В. Гидрогеохимические условия нефтегазовых областей Ямало-Ненецкого нефтегазодобывающего региона (часть 1) // Нефть и газ Тюмени. 2019. № 5. С. 10–22.

Зытнер Ю.И., Чибисова В.С. Гидрогеологические критерии прогноза нефтегазоносности северных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. № 8. С. 1–19.

Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972. 280 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.

Корценштейн В.Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М.: Гостоптехиздат, 1963. 167 с.

Корценштейн В.Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных регионов. М.: Недра, 1991. 418 с.

Кошелев А.В., Ли Г.С., Катаева М.А. Оперативный гидрохимический контроль за обводнением пластовыми водами объектов разработки Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения // Вести газовой науки. 2014. № 3. С. 106–115.

Методическое руководство по гидрогеохимическому контролю за обводнением газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ВНИИГАЗ, 1995. 90 с.

Полученные результаты геохимического контроля для выборки состава проб воды Ач выявили, к сожалению, уже острую проблему получения некондиционных данных в ходе опробования и однозначно указали на необходимость к изменению как регламента отбора пробы, так и методов анализа ее химического состава. Данная ситуация, связанная в основном с низким качеством химических анализов, является типичной и при гидрогеохимическом опробовании водозаборных скважин и без сомнения требует незамедлительного реагирования и усовершенствования на государственном уровне.

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

Новиков Д.А., Лепокуров А.В. Гидрогеологические условия нефтегазоносных отложений на структурах южной части Ямало-Карской депрессии // Геология нефти и газа. 2005. № 5. С. 24–33.

Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности воды нефтяных месторождений. Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1948. 107 с.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 399 с.

Appelo C.A.J., Postma D. Geochemistry, groundwater and pollution. London: A.A. Balkema Publishers, 2025. 649 p.

Balaram V., Satyanarayanan M. Data Quality in Geochemical Elemental and Isotopic Analysis // Minerals. 2022. 12, 999. 1–18 p. doi.org/10.3390/.

Geboy N.J., Engle M.A. Quality assurance and quality control of geochemical data — A primer for the research scientist. U.S. // Geological Survey Open-File Report. 2011. 1187. 28 p.

Smee B.W., Bloom L., Arne D., Heberlein D. Practical applications of quality assurance and quality control in mineral exploration, resource estimation and mining programmes: a review of recommended international practices // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2024. Vol. 24. doi.org/10.1144/geochem2023-046.

Статья поступила в редакцию 02.11.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 551.54

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-98-105

## СОСТАВ И СТРОЕНИЕ СПЕЛЕОТЕМА ПЕЩЕРЫ ВОРОНЦОВСКАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ) И ВОЗМОЖНОСТИ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анна Евгеньевна Маслобоева<sup>1✉</sup>, Виктория Бэртовна Ершова<sup>2</sup>,  
Ксения Юрьевна Васильева<sup>3</sup>, Дмитрий Александрович Гаврюшкин<sup>4</sup>,  
Роман Витальевич Веселовский<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; masloboeva0713@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0009-0004-8293-8234>

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; v.ershova@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9661-1708>

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; k.vasilyeva@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7766-5674>

<sup>4</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; dmitry.gavriushkin@gmail.com

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; roman.veselovskiy@ya.ru

**Аннотация.** В работе дана подробная петрографическая характеристика спелеотема из Воронцовской пещеры, расположенной в Краснодарском крае, и предложена модель его образования. С помощью метода приростной хронологии получена минимальная оценка времени начала формирования натёчной плотины, составляющая около 82 тысяч лет. По данным сканирующей электронной микроскопии были обнаружены акцессорные минералы, среди которых присутствуют и магнитные, что позволяет использовать данный спелеотем для палеомагнитных исследований. Однако, поскольку эти минералы располагаются преимущественно в поровом пространстве между кристаллами кальцита, они могли поменять ориентировку в пространстве под воздействием просачивающихся через спелеотем флюидов, что необходимо учитывать при интерпретации палеомагнитных данных.

**Ключевые слова:** спелеотемы, карбонаты, палеоклимат, петрография, четвертичные отложения, стабильные изотопы

**Для цитирования:** Маслобоева А.Е., Ершова В.Б., Васильева К.Ю., Гаврюшкин Д.А., Веселовский Р.В. Состав и строение спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край) и возможности его применения для палеоклиматических и палеомагнитных исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 98–105.

## COMPOSITION AND STRUCTURE OF THE SPELEOTHEM FROM VORONTSOVSKAYA CAVE (KRASNODAR REGION) AND ITS POTENTIAL FOR PALEOCLIMATIC AND PALEOMAGNETIC STUDIES

Anna E. Masloboeva<sup>1✉</sup>, Viktoriya B. Ershova<sup>2</sup>, Kseniya Yu. Vasileva<sup>3</sup>,  
Dmitriy A. Gavriushkin<sup>4</sup>, Roman V. Veselovskiy<sup>5</sup>

<sup>1</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; masloboeva0713@gmail.com ✉

<sup>2</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; v.ershova@spbu.ru

<sup>3</sup> St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; k.vasilyeva@spbu.ru

<sup>4</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; dmitry.gavriushkin@gmail.com

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; roman.veselovskiy@ya.ru

**Abstract.** This study presents a detailed petrographic characterization of the speleothem from Vorontsovskaya Cave (Krasnodar Region, Russia) and proposes a model for its formation. Incremental chronology indicates that flowstone growth began more than 82 ka. Scanning electron microscopy reveals accessory minerals, including magnetic phases, supporting its suitability for paleomagnetic investigation. However, because these minerals occur predominantly within pore spaces between calcite crystals, they may have been reoriented by percolating fluids; this potential post-depositional reorientation should be considered when interpreting the paleomagnetic data.

**Keywords:** speleothems, carbonates, paleoclimate, petrography, quaternary deposits, stable isotopes

**For citation:** Masloboeva A.E., Ershova V.B., Vasileva K.Yu., Gavriushkin D.A., Veselovskiy R.V. Composition and structure of the speleothem from Vorontsovskaya Cave (Krasnodar Region) and its potential for paleoclimatic and paleomagnetic studies. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 98–105. (In Russ.).

**Введение.** Спелеотемы (сталагмиты, сталакти-ты, известковые туфы, флоустоуны и т. д.) широко распространены в карстовых пещерах и образуются при осаждении карбонатных минералов из капельных вод, дегазирующих избыток углекислого газа при попадании в пещеры [Fairchild, Baker, 2012]. На основе петрографических и изотопно-геохимических характеристик спелеотема можно определить некоторые климатические и экологические параметры среды их формирования, к которым относятся колебания температуры и количества осадков, изменения характеристик растительности и почвы над пещерой, преобладание контрастной сезонности и другие факторы [Perrin et al., 2022; Fairchild, Baker, 2012]. В связи с этим последние десятилетия в зарубежных странах спелеотемы активно используются как объекты для палеоклиматических реконструкций четвертичного периода, а также для палеомагнитных исследований, нацеленных на детальное изучение палеовековых вариаций геомагнитного поля [Sánchez-Moreno et al., 2022]. Однако в отечественной науке изучению спелеотемов уделяется недостаточное внимание: опубликованные данные о геохимических и изотопных характеристиках спелеотем носят фрагментарный характер и охватывают лишь отдельные регионы, а подробные петрографические исследования ранее практически не проводились. На сегодняшний день в русскоязычной научной литературе можно выделить лишь отдельные примеры исследования спелеотем: в Игнатьевской пещере на Урале [Dublyansky et al., 2021], Воронцовской пещере на Кавказе [Гаврюшкин и др., 2023] и Лдзаавской пещере в Абхазии [Потапов и др., 2021]. По сравнению с международными исследованиями, число отечественных работ, посвященных спелеотемам, остается ограниченным, в то время как в XXI столетии на фоне ускорившихся изменений климата и окружающей среды мировое научное сообщество все полнее осознает важность изучения палеокли-

матических и палеоэкологических процессов, что в совокупности подчеркивает актуальность данного исследования.

Объектом настоящего исследования является спелеотем Воронцовской системы пещер (рис. 1, а), которая расположена на территории Хостинского района города Сочи Краснодарского края в 1,5 км к востоку от с. Воронцовка в верховьях р. Кудепста на Воронцовском хребте. Относится к спелеопровинции Южного склона, Сочинской спелеообласти, Алек-Дзыхринскому району, подрайону Ахцу, Воронцовскому участку. Протяженность пещеры 10,4 км, амплитуда высот 240 м. Пещера заложена в верхнемеловых пелитоморфных светло-серых известняках казачебродской свиты мощностью около 200 м, которые подстилаются переслаиванием туфопесчаников, мергелей и окремненных известняков дзыхринской свиты [Государственная..., 2000; Дублянский, Илюхин, 1982].

Цели работы заключались в выяснении условий формирования спелеотема, проверке наличия постседиментационных изменений структуры кальцита и пригодности данного спелеотема для палеоклиматических и палеомагнитных реконструкций. Для достижения этих целей решались задачи по петрографическому описанию структуры кальцита, определению его минералогического состава и изотопных отношений углерода и кислорода. Дополнительно был произведен расчет примерной продолжительности формирования спелеотема методом приростной хронологии.

**Материалы и методы исследований.** Материалом для работы послужили 3 керна (рис. 2), выбуренные из туфовой плотины (рис. 1, б) Очажного грота Воронцовской пещеры в 2023 г. Для петрографических исследований было изготовлено 15 прозрачно-полированных шлифов на эпоксидной смоле, которые были описаны и сфотографированы на оптическом микроскопе Leica DM4500 P. Общий минералогический состав карбонатных об-

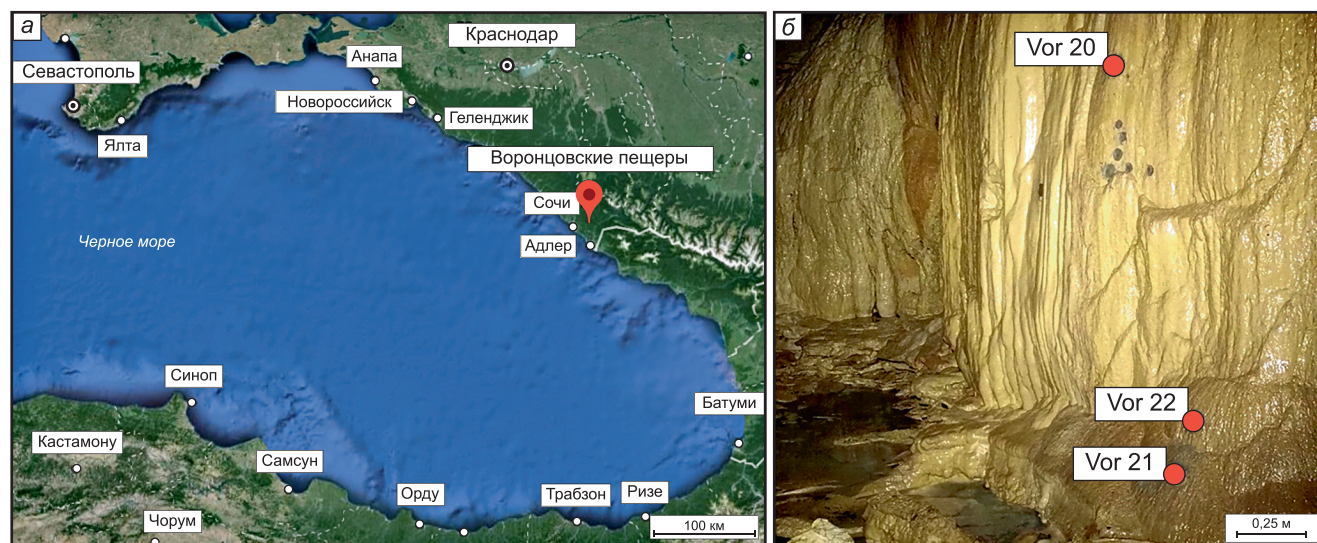


Рис. 1. Географическое положение исследуемого региона (а), фотография туфовой плотины, откуда был выбурен керн (б)

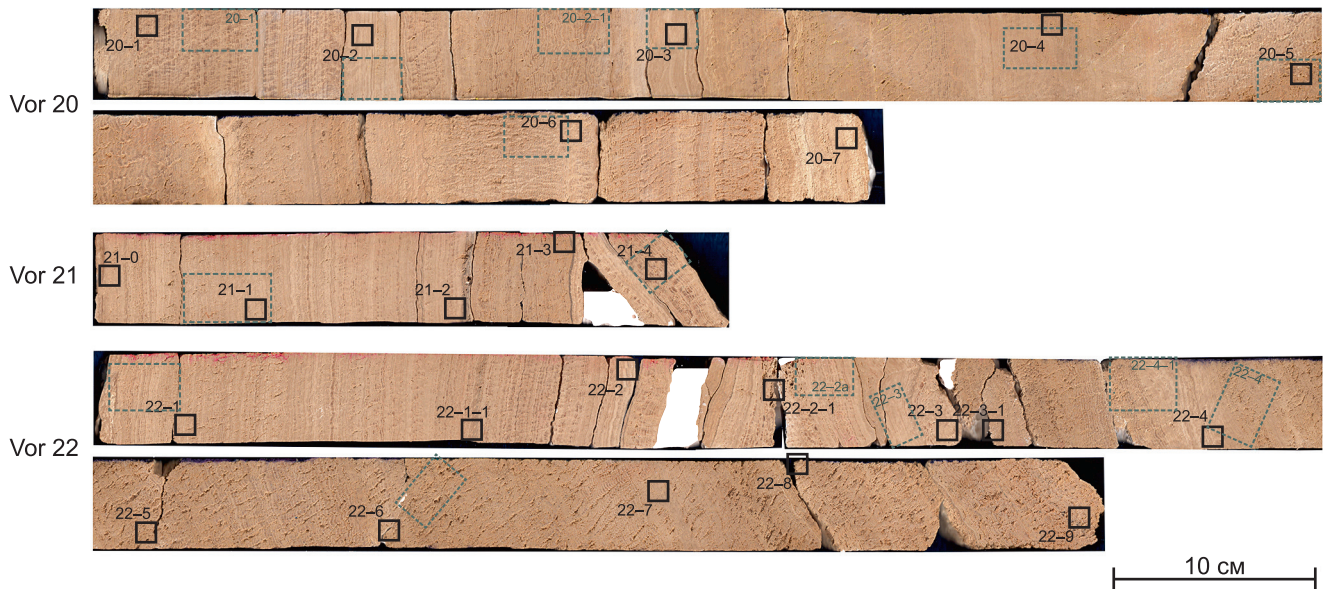


Рис. 2. Фотографии кернов, пробуренных в туфовой плотине пещеры Воронцовской. Черными квадратами показаны места отбора проб для изотопных исследований. Зелеными прямоугольниками показаны места отбора проб для изготовления шлифов

разований определялся с помощью рентгеновского дифрактометра Rigaku Miniflex II с медным анодом при напряжении рентгеновской трубки 30 кВ и силе тока 15 мА. Углы съемки 2-тета составляли от 5 до 70°, скорость 3°/мин (10 образцов). Энергодисперсионный анализ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с приставкой для Oxford Instruments X-Max 20 был проведен для 3 прозрачно-полированных шлифов, напыленных углеродом. Материалом для изотопных исследований в данной работе послужили 24 образца карбонатов, для которых с помощью микробура были выделены пробы. Исследования соотношений стабильных изотопов кислорода и углерода ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ , соответственно) были проведены на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) в Лаборатории изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета.

**Результаты исследований. Петрографическая характеристика.** Исследованный флуостоун сложен неравномерно переслаивающимися темными и светлыми слоями, которые под оптическим микроскопом представлены, соответственно, светлыми средне-крупнокристаллическими слоями кальцитового спарита и темными, преимущественно, микритовыми кальцитовыми слоями, которые в свою очередь состоят из более тонких слойков-ламин (рис. 3).

Спаритовые слои слагают обычно около 60–80 % породы; они сложены, преимущественно, столбчатыми кристаллами кальцита размером от 0,5 до 8 мм по удлинению (но чаще около 2–3 мм), которые характеризуются равномерным погасанием, гораздо реже также присутствуют участки, сложенные волокнистыми агрегатами кальцита (рис. 4, а) и столбчатыми радиаксиальными кристаллами с волнистым погасанием (рис. 3, г-д). Между кристаллами и вну-

три них часто присутствуют тонкие вытянутые поры и газово-жидкие включения (рис. 3, в).

Столбчатые кристаллы расширяются кверху, образуя веерообразную форму (рис. 3). Веерные кристаллы зональные, зональность определяется чередованием более темных (коричнево-желтых) и светлых (почти бесцветных) ламин (= единичных слойков). Толщина ламин варьирует от 4 до 50 мкм, но чаще всего около 10–20 мкм. Края столбчатых кристаллов преимущественно неровные закругленные, а иногда ромбоидальные (рис. 3, б).

Микритовые слои слагают, в среднем, около 10–20 % площади шлифа. Они согласно облекают края веерных кристаллов (рис. 3), а также иногда их срезают (рис. 4, в). Толщина слоев до 4 мм (но обычно меньше 0,5 мм). В этих слоях также присутствуют светлые и темные ламины, однако их мощность в микритовых слоях меньше чем в спаритовых — в среднем, около 5 мкм.

**Вторичные изменения.** Пространство между столбчатыми кристаллами часто заполнено микритом и микроспаритом (размер кристаллов до 30 мкм; рис. 4), которые также могут замещать более крупные кристаллы (в шлифах видны реликты столбчатых кристаллов; рис. 4, а, б). Почти все образцы в разной степени подвержены микритизации (например, рис. 4). Это обычно небольшие участки (до 5–10 % от шлифа), однако есть образцы, в которых микритизированные области занимают большую часть шлифа. Эти зоны могут быть связаны системой пор; поры крупные (до 1,5 мм), округлые и вытянутые, похожи на ваги — поры, возникшие в результате выщелачивания крупных кристаллов кальцита.

**Минералогический состав.** По данным рентгенофазового анализа минеральный состав исследуемых образцов представлен кальцитом (рис. 5).

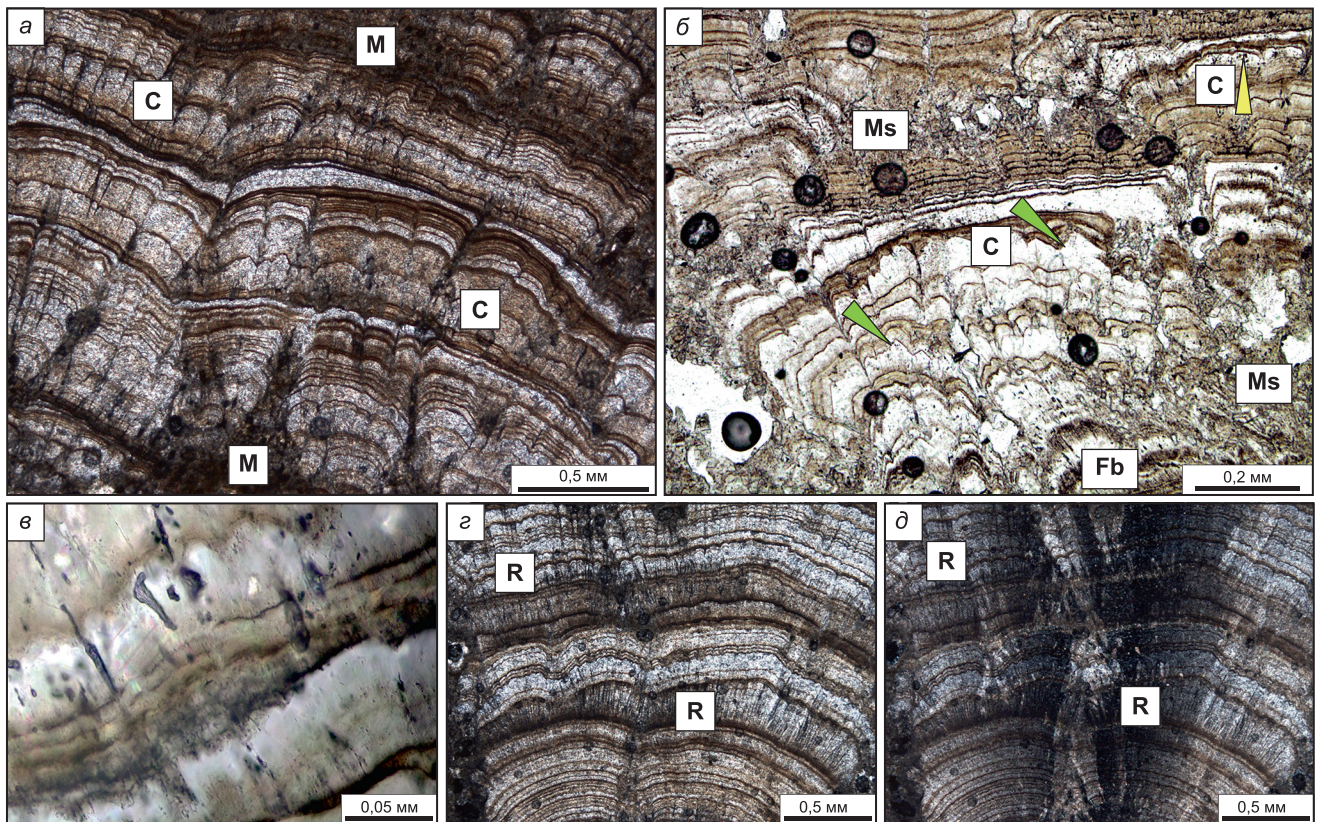


Рис. 3. Фотографии, иллюстрирующие различные структуры кальцита: а — фото фрагмента шлифа 20-6 в проходящем свете без анализатора; б — фото фрагмента шлифа 21-1 в проходящем свете без анализатора, в — то же, на фото изображены включения в кристаллах и между ними; г — фото фрагмента шлифа 20-6 в проходящем свете без анализатора, д — то же, с анализатором. С — столбчатые кристаллы кальцита; зелеными стрелками показаны столбчатые кристаллы с ромбоидальными краями, а желтыми — и плоскими; R — радиациальные кристаллы кальцита; М — микрит; Ms — микроспарит; Fb — волокнистые агрегаты кальцита

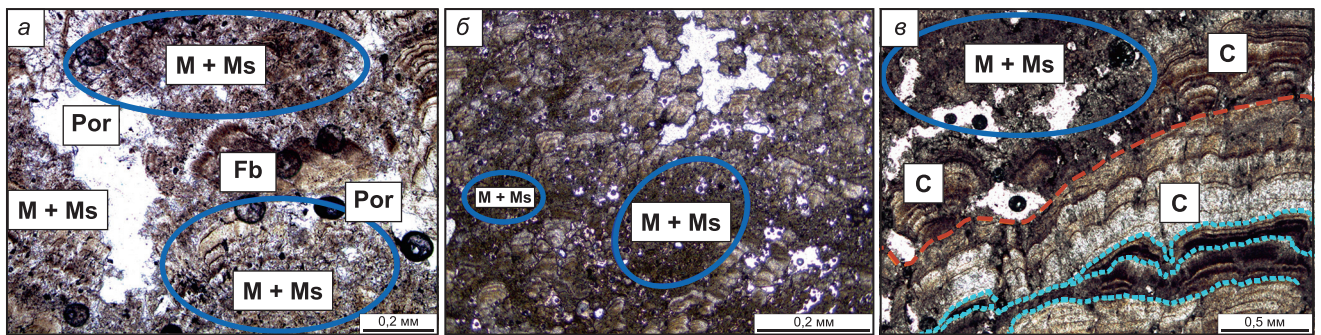


Рис. 4. Фотографии, иллюстрирующие вторичные изменения: а — фото фрагмента шлифа 21-1 в проходящем свете без анализатора; б — фото фрагмента шлифа 22-4, в — фото фрагмента шлифа 22-1. Синими эллипсами показаны зоны микритизации, голубыми линиями показаны места срезания слоев, оранжевой линией показан предполагаемый hiatus. С — столбчатые кристаллы кальцита, Fb — волокнистые агрегаты кальцита, М — микрит, Ms — микроспарит, por — поры

По данным электронной микроскопии и микрозондового анализа были обнаружены мелкие зерна следующих минералов: рутила, ильменита, магнетита, а также сульфидов железа. Эти минералы обычно расположены либо между крупными кристаллами в микрите или в поровом пространстве, либо между спаритовыми и микритовыми слоями (рис. 6).

*Стабильные изотопы кислорода и углерода.* Все образцы имеют отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (таблица). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от  $-11,47$  до  $-9,63$  ‰ VPDB,  $\delta^{18}\text{O}$  — от  $-8,55$  до  $-7,26$  ‰ VPDB.

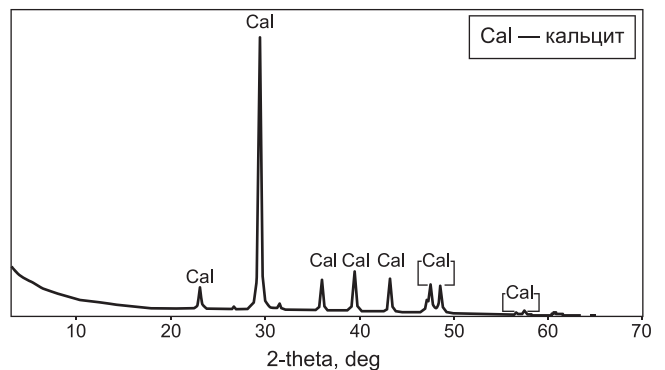


Рис. 5. Рентгенограмма образца 21-1

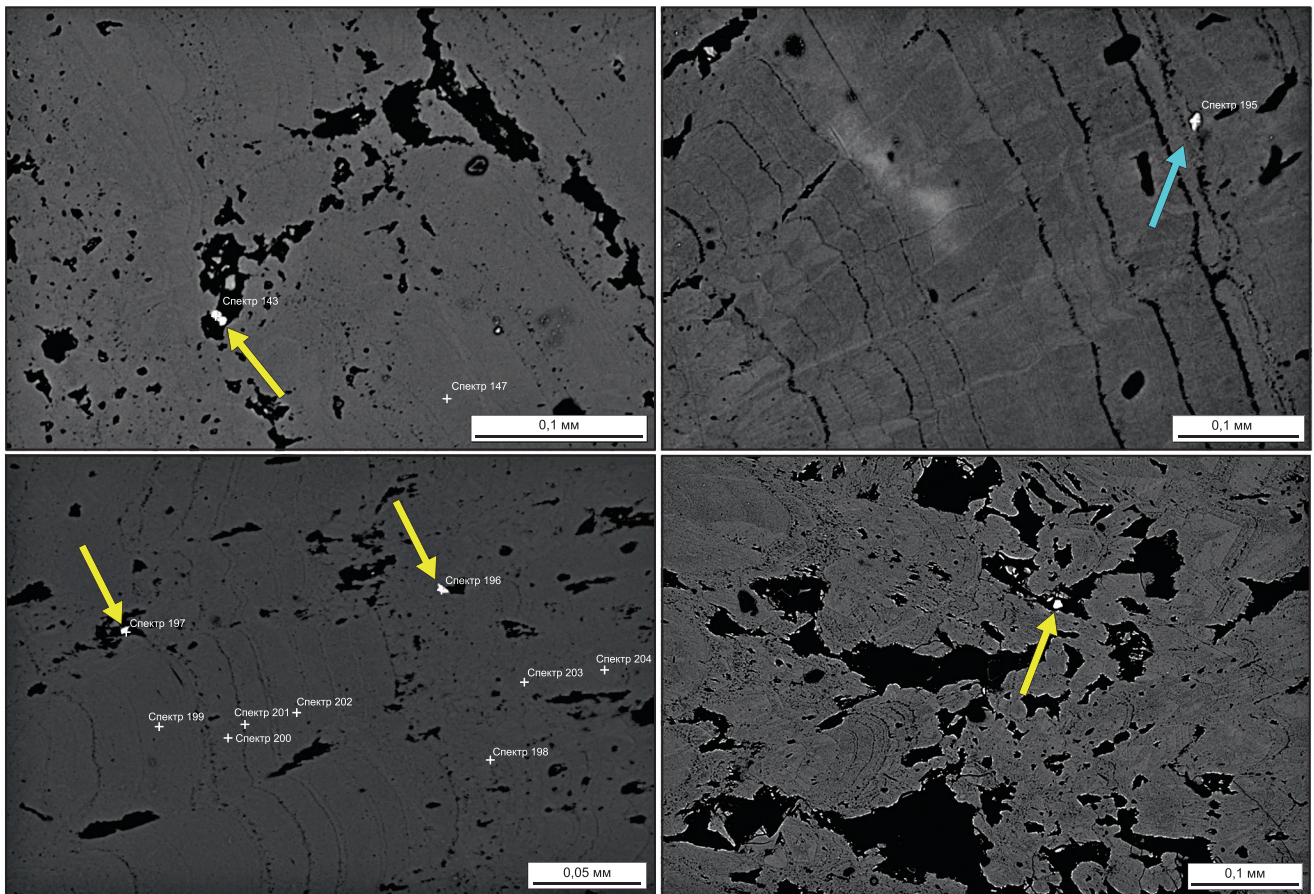


Рис. 6. Расположение акцессорных минералов в флоустоуне (изображения сделаны на сканирующем электронном микроскопе, режим обратно отраженных электронов, BSE). Желтыми стрелками показаны акцессорные минералы (рутил и магнетит), расположенные в порах между кристаллами, а голубой стрелкой показано зерно магнетита, расположенное между слоями

**Обсуждение результатов. Интерпретация петрографических исследований.** На микроскопическом уровне флоустоун представлен переслаиванием спаритовых и микритовых слоев, которые в свою очередь делятся на еще более мелкие светлые и темные ламины. Эти текстуры фиксируют как сезонные, так и многолетние вариации климата [Pentecost, 2005].

Ламинны обычно образуются в течение разных сезонов: светлые — во влажный, а темные — в более засушливый [Pentecost, 2005]. Для Краснодарского края увлажненный сезон приходится на зиму-весну, когда осадки наиболее обильны. В это время формируются светлые ламинны, сложенные более крупнокристаллическим прозрачным кальцитом (рис. 7). В засушливый сезон (лето-осень), когда поток воды снижается, возрастает роль испарения и механической эрозии спаритовых ламин. В таких условиях образуются темные ламинны, представленные микритом [Wróblewski et al., 2017; Pentecost, 2005; Frisia, 2015].

Слой (спаритовые или микритовые) включают в себя несколько пар таких сезонных ламин и накапливаются на протяжении 5–10 лет (иногда больше) (рис. 7). Спаритовые слои характерны для более влажных климатических этапов. Они включают множество сезонных ламин, при этом светлые

Таблица

Соотношения стабильных изотопов кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) натёчных карбонатов из Воронцовской пещеры

Обр.	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰	Обр.	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰
20-1	-11,01	-7,97	21-4	-11,01	-8,43
20-2	-11,20	-7,26	22-1	-11,01	-7,90
20-3	-10,68	-7,93	22-2	-11,46	-7,96
20-4	-10,39	-8,05	22-3	-10,33	-7,40
20-5	-10,22	-8,12	22-4	-10,14	-8,07
20-6	-10,00	-7,67	22-5	-10,02	-7,71
20-7	-10,38	-7,92	22-6	-9,63	-7,78
21-1	-10,65	-8,55	22-7	-9,61	-7,49
21-2	-10,13	-8,33	22-8	-10,43	-7,61
21-3	-10,40	-8,06	22-9	-10,49	-8,38

имеют большую мощность, чем темные. Для таких климатических обстановок характерны столбчатые кристаллы с ромбоэдрическими краями (рис. 3, б), которые свидетельствуют о росте флоустоуна из мощной пленки жидкости при высокой скорости потока и низкой скорости дегазации  $\text{CO}_2$  [Turgeon, Lundberg, 2001; Hill, Forti, 1997; Frisia 2015].

**Влажный период**



**Сухой период**

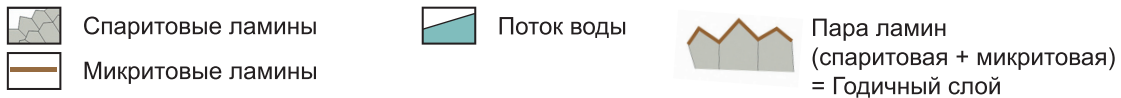
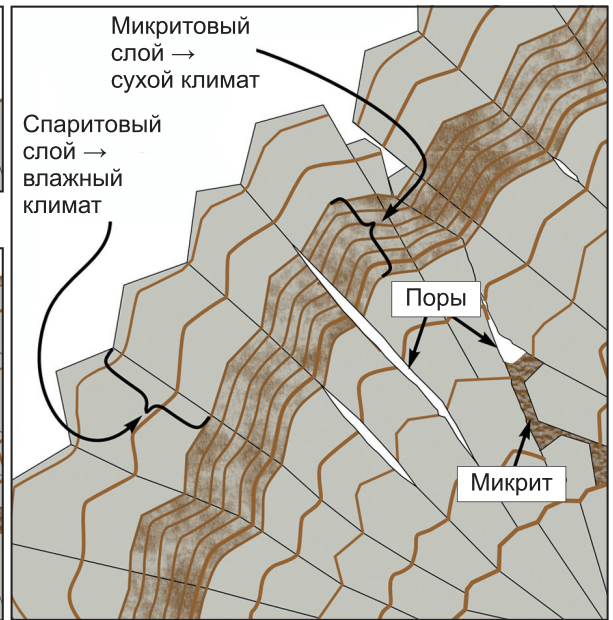
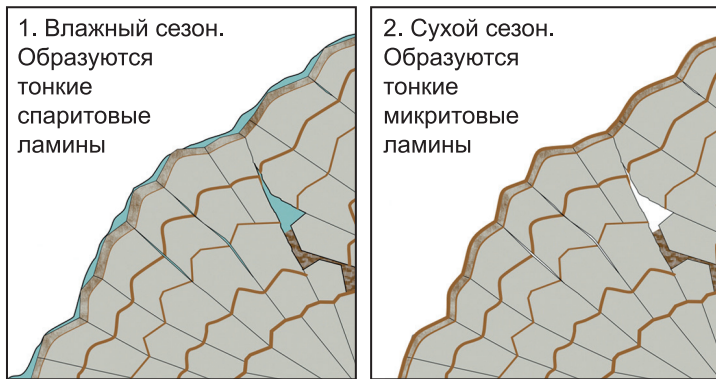


Рис. 7. Схематичная модель образования спелеотема

Микритовые слои, напротив, отражают засушливые периоды; они также состоят из чередующихся светлых и темных ламин, но светлые здесь заметно тоньше и менее выражены, чем в спаритовых слоях [Pentecost, 2005; Frisia, 2015]. В микритовых слоях также присутствуют столбчатые кристаллы, но обычно меньшего размера и со сглаженными краями (рис. 3), что может указывать на присутствие в среде роста флуостоуна органических веществ, аэробное окисление которых приводит к образованию гуминовых кислот и частичному растворению кальцита [Frisia, 2015].

В засушливые периоды спелеотем растет гораздо медленнее, вплоть до полного прекращения роста, и тогда образуются хиатусы — поверхности, свидетельствующие о перерыве роста спелеотема (рис. 4, в) [Pentecost, 2005].

*Расчет возраста методом приростной хронологии.* Для некоторых образцов был проведен подсчет годовых слоев (ламин), а точнее их пар (темные микритовые ламини, образующиеся в сухой сезон, и светлые спаритовые, образующиеся во влажный). Для большинства образцов не удалось напрямую посчитать количество ламин, так как из-за вторичных изменений они в тонких слоях не всегда хорошо различимы, и поэтому они были подсчитаны на основе оценки их средней мощности в образцах.

Для ядра № 20 мощность пар ламин в среднем составляет около 10–15 мкм. То есть скорость роста спелеотема на участке ядра № 20 составляет 10–15 мкм/год. И если считать, что средняя толщина слоев не выходит за эти пределы, то на основе этих данных можно рассчитать примерный минималь-

ный возраст спелеотема. И с учетом того, что длина ядра № 20 составляет 98 см, то его минимальный возраст —  $82 \pm 16$  тыс. лет. Для образцов ядра № 21 толщина ламин варьирует от 3 до 40 мкм. Средняя толщина пар ламин 12–18 мкм. Тогда с учетом того, что длина ядра № 21 составляет 27 см — его минимальный возраст —  $21 \pm 6$  тыс. лет. Для образцов ядра № 22 толщина ламин варьирует от 5 до 60 мкм. Средняя толщина пар слоев 12–18 мкм. Длина ядра № 22 составляет 101 см, и его минимальный возраст —  $70 \pm 14$  тыс. лет.

Таким образом мы можем предположить, что с учетом хиатусов (перерывов в росте) исследуемый спелеотем начал формироваться не позднее, чем 82 тыс. лет назад.

*Интерпретация изотопных данных.* На основе изотопного состава кислорода карбонатов и воды, из которой они осаждались, можно рассчитать температуру их образования [Sharp, 2007]. Поскольку изотопные значения кислорода воды в период образования спелеотема неизвестны, нами для дальнейшего расчета были использованы средние изотопные значения за 2013–2014 гг. для карстовых вод пещеры Воронцовская ( $\sim -9\text{‰}$  V-SMOW [Захаров и др., 2018]). Для расчета температур была использована формула Эпштейна [Epstein et al., 1953; Lachniet, 2009]:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 15,75 - 4,3(\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}}) + 0,14(\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}})^2,$$

где  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}}$  — изотопный состав карбоната;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}}$  — изотопный состав воды.

Расчеты показали, что средняя температура, при которой осаждались карбонаты, равна  $+11,3^{\circ}\text{C}$ , что сопоставимо с современной средней температурой в пещере, которая составляет  $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$  [Мазина, 2016]. Это позволяет предположить, что образование флоустуона происходило в условиях изотопного равновесия, что согласуется с представлениями об изотопном фракционировании в ходе образования флоустуонов [Borsato et al., 2007].

Изотопный состав углерода в карбонатах свидетельствует о его источнике. В исследуемом спелеотема изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  составляет  $-10,5 \pm 0,5\text{‰}$  (PDB). Эти значения свидетельствуют о том, что в туфовой плотине преобладает включение  $\text{CO}_2$ , обогащенного легким изотопом углерода ( $^{12}\text{C}$ ), источником которого является почва, связанная с растительностью типа C4, к которым относятся травы и некоторые цветковые растения [Couchoud, 2008]. Однако если углерод был получен исключительно из  $\text{CO}_2$  педогенного происхождения, то значение  $\delta^{13}\text{C}$ , которое можно было бы ожидать для кальцита, должно составлять в среднем  $-13\text{‰}$  [Couchoud, 2008]. Следовательно, карбонатные минералы спелеотема также содержат углерод из других, более обогащенных  $^{13}\text{C}$  источников, например, углерод, полученный в результате растворения вмещающих пород или атмосферный углерод ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{атм}}$  около  $-7\text{‰}$ ) [Borsato et al., 2007; Couchoud, 2008].

*Оценка пригодности спелеотема для палеомагнитных исследований.* Как было отмечено выше, в спелеотема присутствуют акцессорные минералы (рис. 6), среди которых встречаются и магнитные (магнетит и пирротин), которые обычно располагаются либо между столбчатых кристаллов в микрите или в поровом пространстве, либо между слоями. Это является важным наблюдением, поскольку по ориентации магнитных минералов в спелеотемах можно реконструировать изменения магнитного поля в течение роста спелеотема. Принцип основан на ориентационном механизме образования естественной остаточной намагниченности — способности зерен магнитных минералов, в основном магнетита, вымытого из вышележащего почвенно-осадочного слоя и карбонатных коренных пород, оседать на поверхности растущего спелеотема и ориентироваться по направлению силовых линий магнитного поля Земли [Sánchez-Moreno et al., 2022].

Важно отметить, что для изученного спелеотема магнитные минералы, находящиеся в поровом пространстве и в микрите между кристаллами, являются, вероятно, не очень надежными маркерами изме-

нения магнитного поля Земли. Это связано с тем, что для этих участков отмечены значительные признаки вторичного преобразования карбонатов спелеотема, такие как следы растворения, микритизация и вторичная пористость, которые вызваны прохождением карстовых вод через поровое пространство спелеотема. Эти процессы могли нарушить исходное положение зерен магнитных минералов и, тем самым, изменить палеомагнитную запись.

Однако, зерна, располагающиеся внутри столбчатых кристаллов между ламинами, могут сохранять первичную палеомагнитную запись. Судя по данным электронной микроскопии, акцессорные минералы чаще всего располагаются в поровом пространстве и в микрите, и, значительно реже, между ламин. Соответственно, для палеомагнитных реконструкций следует учитывать возможное изменение ориентировки зерен магнитных минералов при прохождении растворов.

**Заключение.** Флоустуон макроскопически сложен чередующимися темными и светлыми слоями, которые в шлифах сопоставляются со светлыми прозрачными спаритовыми слоями и темными микритовыми слоями, соответственно, кальцитового состава.

Строение флоустуона отражает сезонные и многолетние вариации климата исследуемого региона: спаритовые слои формировались во влажном климате, а микритовые, вероятно, в более засушливом климате. В будущем флоустуон из пещеры Воронцовская может использоваться для детальных палеоклиматических реконструкций последних  $\sim 80\text{--}100$  тысяч лет.

При использовании данного спелеотема для палеомагнитных исследований следует учитывать тот факт, что зерна магнитных минералов (магнетита и пирротина), часто располагающиеся в поровом пространстве между столбчатыми кристаллами, могли поменять первоначальную ориентировку под воздействием просачивающихся через спелеотем флюидов, однако степень влияния вторичных процессов на первичную остаточную намагниченность изученного спелеотема пока неочевидна и требует более детальной количественной оценки.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках темы государственного задания ИФЗ РАН № FMWU-2025-0033.

В данной работе были использованы аналитические возможности ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаврюшкин Д.А., Максимов Ф.Е., Пасенко А.М., Веселовский Р.В. Первые результаты комплексного датирования и оценка скорости роста спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513, № 2. С. 237–244.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Кавказская. К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.

Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 137 с.

Захаров Е.В., Кимбер В.Б., Резван В.Д. и др. Результаты изотопных исследований 2013–2016 гг. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ) // Вопросы географии. 2018. № 147. С. 57–87.

Мазина С.Е. Мохообразные и папоротники в составе ламповой флоры пещер // Юг России: экология, развитие. 2016. Т. 11, № 3. С. 140–150.

Потапов С.С., Червяцова О.Я., Ракин В.И., Дбар Р.С. Особенности кальцитовых спелеотем Лдзаавской пещеры (Абхазия) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 192–196.

Borsato A., Frisia S., Miorandi R., et al. Ricostruzioni climatico-ambientali per l'Olocene da tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino // Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol. 2007. Vol. 82. № 2005. P. 239–259.

Couchoud I. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les spéléothèmes: des archives paléoenvironnementales // Quaternaire. 2008. Vol. 19. № 4. P. 275–291.

Dublyansky Y., Shirokov V., Moseley G.E., et al.  $^{230}\text{Th}$  dating of flowstone from Ignatievskaya Cave, Russia: Age constraints of rock art and paleoclimate inferences // Geoarchaeology. 2021. № 36. P. 532–545.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate–water isotopic temperature scale // Geological Society of America Bulletin. 1953. Vol. 64. P. 1315–1325.

Fairchild I., Baker A. Speleothem Science: From Process to Past Environments. Wiley-Blackwell, 2012. 448 p.

Frisia S. Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies // International Journal of Speleology. 2015. Vol. 44, № 1. P. 1–16.

Hill C., Forti P. Cave minerals of the World. Huntsville, 1997. 480 p.

Lachniet M.S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. P. 412–432.

Pentecost A. Travertine. Springer, 2005. 445 p.

Perrin C., Honiat C., Prestimonaco L. Deciphering paleohydrology from the petrography and microstratigraphy of stalagmites (MIS 5–Holocene, Moulis Cave, Ariège, S. France) // Sediment. Geol. 2022. Vol. 440. P. 106256.

Sánchez-Moreno E.M., Font E., Pavón-Carrasco F.J., et al. Paleomagnetic techniques can date speleothems with high concentrations of detrital material // Scientific Reports. 2022. Vol. 12, № 1.

Sharp Z. Principles of Stable Isotope Geochemistry. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 2007. 359 p.

Turgeon S., Lundberg J. Chronology of Discontinuities and Petrology of Speleothems as Paleoclimatic Indicators of the Klamath Mountains, Southwest Oregon, USA. // Carbonates and Evaporites. 2001. Vol. 16. P. 153–167.

Wróblewski W., Gradziński M., Motyka J., Stankovič J. Recently growing subaqueous flowstones: Occurrence, petrography, and growth conditions // Quaternary International. 2017. Vol. 437. P. 84–97.

Статья поступила в редакцию 21.09.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 552.332.552.11 (575.14)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-106-124

## ТИПЫ ЛАМПРОФИРОВ В ЗИРАБУЛАКСКОМ ИНТРУЗИВЕ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Халбай Джангирович Ишбаев<sup>1</sup>, Анвар Хамракулович Шукуров<sup>2</sup>,  
Виктор Иванович Старостин<sup>3</sup>, Алексей Андреевич Самсонов<sup>4</sup>✉,  
Элбек Алимжанович Утамурадов<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; halbay@mail.ru

<sup>2</sup> Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; a.h.shukurov1986@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru ✉

<sup>5</sup> Ташкентский государственный технический университет им. Ислама Каримова, Ташкент, Узбекистан; elbek.utamurodov@mail.ru

**Аннотация.** В последние годы в горно-рудных регионах Западного Узбекистана выявлено наличие даек щелочных лампрофиров и их переходных типов, а также известково-щелочных лампрофиров, последние ассоциируются с диабазам, диоритовыми порфиритами, монцодиоритовыми порфиритами, тоналит — гранодиорит — гранит-порфирами и др. Их изучение представляет особый интерес в магматической петрологии. С одной стороны, их формирование показывает верхний возрастной предел рудно-магматической системы, а с другой — определенную (генетическую) роль в формировании золоторудных залежей в ассоциации платиноидов, редких металлов и редкоземельных элементов. Одним из объектов исследования является Зирабулакский гранитоидный плутон и его пределы, где локализованы дайки мончикитов, кампто-спессартитов и спессартитов и др. В результате исследований авторами получены данные о вещественном составе даек лампрофиров и сделан вывод об их генетических типах, уровнях зарождения и геодинамической природе.

**Ключевые слова:** типы, дайки, лампрофиры, мончикиты, кампто-спессартиты, спессартиты, гранитоиды, Зирабулакский интрузив

**Для цитирования:** Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Старостин В.И., А.А. Самсонов, Утамурадов Э.А. Типы лампрофиров в Зирабулакском интрузиве (Западный Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 106–124.

## TYPES OF LAMPROPHYRES IN THE ZIRABULAK INTRUSIVE (WESTERN UZBEKISTAN)

Khalbay D. Ishbaev<sup>1</sup>, Anvar H. Shukurov<sup>2</sup>, Viktor I. Starostin<sup>3</sup>,  
Aleksey A. Samsonov<sup>4</sup>✉, Elbek A. Utamurodov<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; halbay@mail.ru

<sup>2</sup> Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; a.h.shukurov1986@gmail.com

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru ✉

<sup>5</sup> Islam Karimov Tashkent State Technical University, Tashkent, Uzbekistan; elbek.utamurodov@mail.ru

**Abstract.** In recent years, the presence of alkali lamprophyre dikes and their transitional types, as well as calcareous-alkali lamprophyres, has been identified in the mining and ore regions of Western Uzbekistan, the latter being associated with diabases, diorite porphyrites, moncodiorite porphyrites, tonalite, granodiorite, granite porphyrites, and others. The study of which is of particular interest in magmatic petrology, on the one hand, shows the upper age limit of the ore-magmatic system, and on the other hand, shows a certain (genetic) role in the formation of gold ore deposits in the association of platinooids, rare metals, and rare earth minerals. One of the objects of research is the Zirabulak granitoid pluton and its boundaries, where dikes of monchikites, campto-spessartites, and spessartites, etc., are localized. Results were obtained on the material composition of lamprophyre dams and conclusions were drawn about their genetic types, generation levels, and geodynamic nature.

**Keywords:** types, dikes, lamprophyres, monchikites, campto-spessartites, spessartites, granitoids, Zirabulak intrusive

**For citation:** Ishbaev K.D., Shukurov A.H., Starostin V.I., Samsonov A.A., Utamurodov E.A. Types of lamprophyres in the Zirabulak intrusive (Western Uzbekistan). *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 106–124. (In Russ.).

**Введение.** После первых работ о продуктах лампрофирового магматизма, например [Абдуллаев, 1957], у исследователей возобновился интерес к этим специфическим образованиям [Foley et al., 1987; Le Maitre et al., 1989; Rock, 1991; Mitchell, 1994; Woolley et al., 1996; Tappe et al., 2005; Štemprok, Seifert, 2011; Spišiak et al., 2018].

В крупной обзорной работе по распространению известково-щелочных лампрофиров от Аляски через Центральную Азию до Европы [Štemprok, Seifert, 2011] показано, что из 200 гранитных тел 63 включают лампрофиры, с которыми связаны месторождения редких металлов палеозоя и мезозоя. Лампрофиры, наблюдаемые на месторождениях редких металлов, являются известково-щелочными (керсантиты, минетты, спессартиты) и реже щелочными лампрофирами (камптониты, мончикиты), последние встречаются в зоне кровли сложных гранитных тел. Большинство лампрофиров пространственно связаны с доминирующими дайками кислых пород и с мафическими дайками, представленными диоритовыми или диабазовыми порфиритами, которые обладают взаимопереходами. Характерно, что лампрофиры имеют взаимные переходы между собой (кампто-спессартиты, кампто-вогезиты и т. д.) и ассоциируются с щелочными базальтоидами (лимбургиты, тералиты, эссекситы, шонкиниты и др.), с одной стороны, и субщелочными диоритовыми порфиритами, диабазами, порфиритоидами — с другой [Мушкин, 1979]. И.Х. Хамрабаев [1964], изучая дайковые образования в Нуратинском регионе и Центральном Кызылкуме, отметил, что наблюдаются переходы диоритовых порфиритов в спессартиты, в некоторых дайках количество роговой обманки достигает 50 %, и тогда порода приближается к лампрофирам, что свидетельствует о продуктах единой лампрофировой магмы.

Особенности состава и внедрения даек лампрофиров, образующих дайковые пояса и пучки, позволяют рассматривать их в качестве индикаторов зон и центров повышенной эндогенной активности, создающих оптимальные условия для миграции и концентрации оруденения глубинного происхождения, для части из которых лампрофиры могут выступать в роли носителя рудных компонентов [Иващенко, 1999; Ушаков и др., 1989].

Лампрофировые магмы обычно образуются при низких температурах частичного плавления верхнемантийного источника на глубинах 100–150 км [Rock, 1991]. Эти магмы, как известно, имеют очень высокие концентрации летучих (F, CO<sub>2</sub>, S, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>O) и несовместимых элементов (легкие PЗЭ, Zr, Sr, Ba, K и Th), которые могут в головной части плюмов достигать самых высоких уровней литосферы (до глубин около 20 км), где в условиях малых глубин верхней мантии или в промежуточных очагах в коре участвуют в плавлении субстрата и вступают во взаимодействие с халькофильными элементами,

образуя скопления сульфидов [Ulrych et al., 1993; Шарков, Богатилов, 2000; Летников, 2002].

Процессы постколлизонной разгрузки и релаксации инициировали формирование сети глубинных разломов, по которым и поднимались лампроитовые расплавы. Причем быстрый подъем таких выделок без существенного геохимического обмена с окружающими породами приводил к формированию лампроитов, а более медленный (с образованием промежуточных камер, дифференциацией, коровой ассимиляцией) обеспечил проявление лампрофирового магматизма — керсантитов, минетт, мончикитов, камптонитов [Прибавкин, Пушкарев, 2003].

Происхождение даек лампрофиров связано с периферическими магматическими камерами, полевошпатовые лампрофиры производятся из внутрикоровых, а более щелочные из подкоровых или мантийных периферических камер [Коржинский, 1974].

Х.М. Абдуллаев [1957] писал: «Выяснение роли молодого магматизма — один из важных вопросов петрологии и металлогении Средней Азии... К самостоятельной генетической группе интрузивных пород следует отнести различные дайки основного состава, возникшие за счет базальтовой магмы, залегающей ниже уровня гранитного магматического очага. Их образование чаще всего приурочивается к конечной стадии кристаллизации гранитной магмы». С момента зарождения очагов гранитоидной магмы доступ базальтовой магмы в верхние слои земной коры прекращается до наступления дайкового этапа. Возникшая гранитная магма служит пластическим экраном как для глубоких разломов, развивающихся сверху вниз, так и для базальтовой магмы, стремящейся подняться в верхние части земной коры. Этим и объясняется причина локализации главной массы основных, средних и лампрофировых даек вблизи гранитоидных интрузий [Ишбаев и др., 2020].

И.В. Мушкин [1979] провел сводную петрографическую работу по ассоциации щелочных базальтоидов и лампрофиров в Южном Тянь-Шане, известных до 1980-х годов, и объединил их в единый южно-тяньшанский комплекс щелочных базальтоидов-лампрофиров. Он выделил четыре щелочно-базальтоидные субпровинции: Южно-Гиссарская, Гиссаро-Алайская, Нуратинская и Букантауская, где были установлены дайки и трубки взрыва ассоциации щелочных базальтоидов, фельдшпатоидных и полевошпатовых лампрофиров, которые местами имели взаимный переход друг от друга. Позже в пределах Тусунского водохранилища обнаружили дайки и диатремы эруптивных брекчий аналцимовых базальтов, трахибазальтов (Караташ, Тусун, Алянгуз), приуроченных к Дарнсайскому разлому, щелочных тефритов, трахитов, карбонатитов (чагатайский комплекс), образующих рой субпараллельных крутопадающих даек и трубки взрыва размером 150 × 200 м и 80 × 170 м [Головкин и др., 1991; Диваев, 1996].

Продукты «лампрофирового» магматизма Западного Тянь-Шаня изучаются с середины 1950-х годов, основные итоги отражены в ряде научных трудов В.М. Уразаева [1954], Х.Н. Баймухамедова [1954], И.М. Исамухамедова [1955], Х.М. Абдуллаева [1957, 1961], И.Х. Хамрабаева [1958, 1964], Э.П. Изоха, З.А. Юдалевича [1971–1975], И.В. Мушкина [1979] и др. По их данным выявлены основные типы даек, выделены щелочно-базальтоидные провинции, дайковые пояса, рои и пучки. Тем не менее, о количественном соотношении даек различного состава судить довольно трудно. Имеются весьма скудные сведения в различных отчетах и обобщающих работах о мощности даек, характере их залегания и о взаимных пересечениях.

В последние годы дайковому магматизму, особенно лампрофировому, посвящены работы [Ахунджанов и др., 2013, 2014; Мамарозиков и др., 2010, 2020; Ишбаев и др., 2020, 2023; Zel et al., 2022; Каримов, 2020; Утамурадов, 2023] и другие. Выявлены новые типы лампрофиров и их рудоносность, взаимоотношение с оруденением, акцессорно-сульфидные минеральные ассоциации и т. д. Обогащенность первичной магмы, формировавшей диабазовые и лампрофировые дайки гор Кульджуқтау рудогенерирующими флюидами, обоснована микронзондовыми определениями. Впервые в этих породах установлены законсервированные кремнещелочно-хлоридные флюидные микрообособления и нанокристаллы в них, несущие золото, серебро и платиноиды с примесью золота, серебра и платиноидов в первичных сульфидах и сульфосарсенидах [Хамраев, 2024]. Кампто-спессартиты и оливинпироксеновые спессартиты южно-тяньшаньского комплекса щелочных базальтоидов и лампрофиров отмечены в горах Каратау, Зирабулак, которые образовались при посторогенном геодинамическом режиме [Косбергенов, 2023; Утамурадов, 2024].

Первые упоминания о дайках щелочных лампрофиров в горах Зирабулака, описывающие структурные и петрографические особенности даек, локализованных на северном контакте интрузива, принадлежит А.Ф. Свириденко [1958]. Дайки известково-щелочных лампрофиров в самом Зирабулакском плутоне крайне редки, но за его пределами и в соседних интрузивах весьма широко распространены.

**Методика исследования.** Определение содержания петрогенных и редких элементов в породах проводили методами ICP-MS на спектрометре ICPRE-9000 в Центральной лаборатории Мингеологии РУз. Химический анализ минералов выполнен на электронном микроанализаторе Jeol-8800Rh (Япония) Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Микрофотографии прозрачных шлифов сделаны на микроскопах Nikon Optiphot 2 Pol и Полам Р-311. Обработка результатов петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических исследований проведена с ис-

пользованием компьютерных программ (Excel, Petro Explorer) в лабораторных условиях.

**Геологическое строение.** Данные о стратиграфии Зирабулак-Зиаэтдинских гор приводятся по данным [Хан и др., 2006] с некоторыми дополнениями [Миркамалов и др., 2021]. В геологическом строении Зирабулакских гор принимают участие домезозойские осадочно-метаморфические образования (карачакудукский (PR<sup>?</sup>kr), катармайский (PR<sub>2</sub>kt), джалкырский (R<sub>3</sub>dl), алтыаульский (O-S<sub>1</sub>al), ярманчинский (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>jr), дараитутский (S<sub>1</sub>dr), катаджарский (S<sub>1</sub>kt), терикбабинский (S<sub>1</sub>tr), пьязинский (S<sub>2</sub>pz), джалкыраймахальский (D<sub>1</sub>dz), саппенский (C<sub>2-3</sub>sp), казанбулакский (D<sub>2</sub>kz), ингичкинский (D<sub>2-3</sub>in), айрыбельский (D<sub>3</sub>ar), тымский (C<sub>1</sub>tm), тепаликский (C<sub>2-3</sub>tp) свиты. Плутонические образования (нуратау-зирабулакский гипербазит-габбровый (vPR<sup>?</sup>nz), карачакудукский гнейсо-гранитоидный (γδPR<sub>2</sub><sup>?</sup>kr), алтыаульский субвулканический (ξlO<sub>2-3</sub>al), тымский гнейсо-гранитоидный (γδC<sub>2-3</sub>t), каратюбе-зирабулакский адамеллит-гранитовый (γδC<sub>3</sub>kz) комплексы.

Зирабулакский плутон входит в каратюбе-зирабулакский адамеллит-гранитовый (γδC<sub>3</sub>kz) комплекс, он расположен в центральной части Зирабулакских гор, в крупном антиклинальном вздутии, среди песчано-сланцевой с известняками толщи силура, девона и песчано-сланцево-конгломератовой толщи среднего и верхнего карбона (рис. 1). Радиологический возраст пород, определенный К-Аг методом по биотиту — 260–268 млн лет, что отвечает C<sub>3</sub>–P<sub>1</sub>. По морфологии он представляет собой крупный (площадь выходов около 225 км<sup>2</sup>) дискордантный плутон, вытянутый в субширотном направлении [Soloviev, Kryazhev, 2018]. Среди гранитоидов Зирабулакского интрузива выделены следующие фациальные разновидности: 1 — диориты, 2 — роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 3 — биотитовые адамеллиты и граниты, 4 — двуслюдяные граниты. Широко развиты жильные составляющие лейкократовые граниты, аплиты и пегматит-аплиты. В краевых мелких штоках и апофизах интрузива встречаются дайки диорит-порфиритов и спессартитов, керсантитов. В самом интрузиве подобных даек нет, отмечены лишь единичные дайки южно-тяньшаньской серии [Формационный..., 1975].

Диориты наиболее ранних фаз присутствуют в виде крупных ксенолитов (автолитов) в гранодиоритах. Самостоятельные мелкие тела встречены в краевой части массива, а роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты слагают большую часть массива. Мелкозернистые лейкократовые двуслюдяные граниты слагают вытянутые в северо-западном направлении мелкие дайкообразные тела штоки, во вмещающих известняках не редки небольшие лакколиты. Широко развиты дайки таких же двуслюдяных гранитов, секущие породы всех предшествующих фаз. Лейкократовые граниты занимают не более 15–18% площади выходов Зирабулакского интрузива [Свириденко, 1965]. Жильные породы

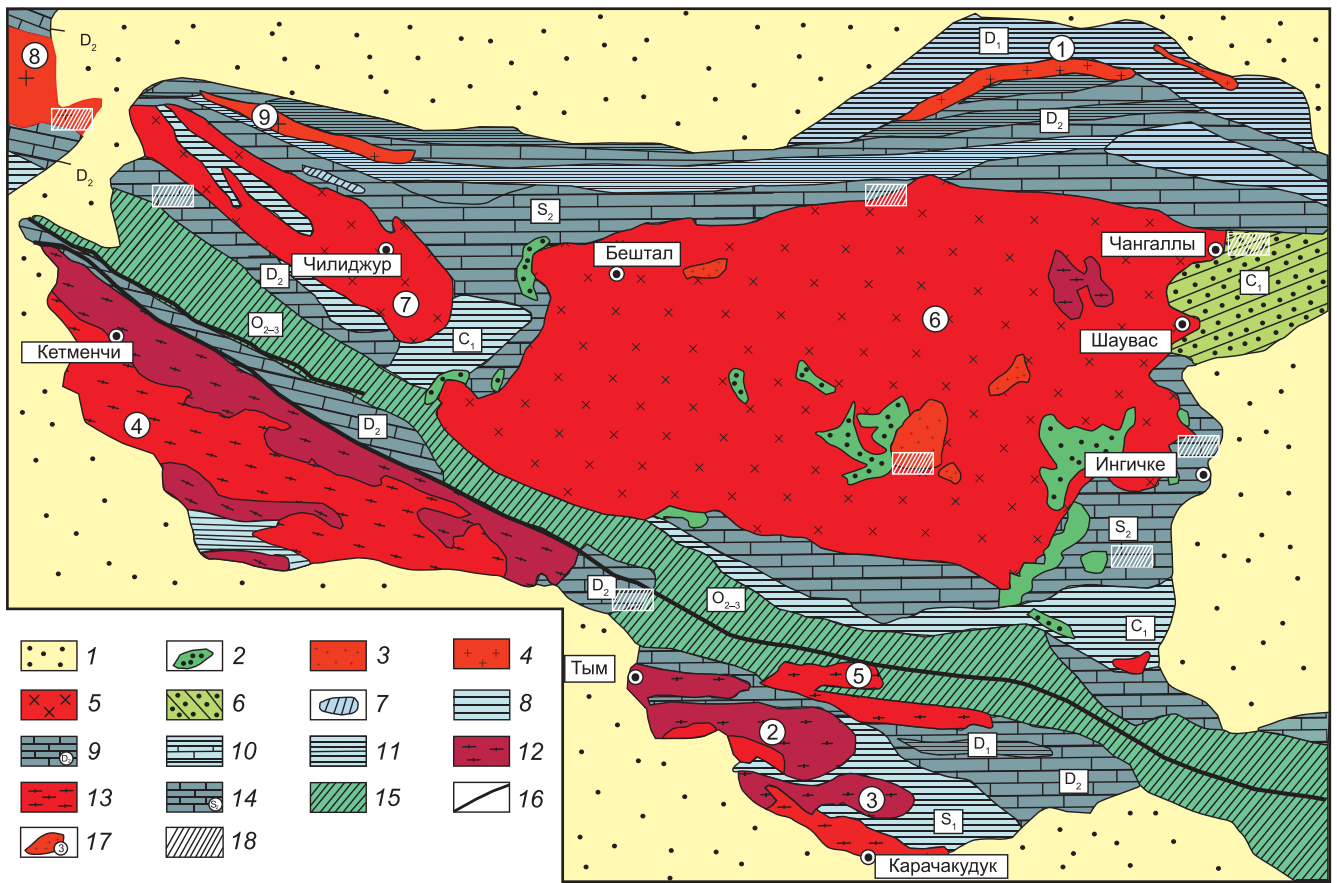


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Зирабулакских гор [Формационный..., 1975]. 1 — мезокайнозойские отложения; 2 — лейкограниты, 3 — двуслюдяные граниты; 4 — биотитовые граниты (Карнабский интрузив); 5 — гранодиориты, адамеллиты, граниты Зирабулакского и Чиракджуринского интрузивов; 6 — сланцы, песчаники, конгломераты тепалинской свиты  $C_2m-C_3$ ; 7 — гипербазитовые тела; 8 — песчаники и сланцы  $C_1$ ; 9 — известняки; 10 — песчано-сланцевые отложения с прослоями известняков  $D_{1-2}$ ; 11 — песчано-сланцевые отложения  $C_1$ ; 12 — адамеллиты Тимского комплекса; 13 — граниты данного комплекса; 14 — известняки  $C_2$ ; 15 — песчано-сланцевые отложения  $O_{2-3}$ ; 16 — разломы; 17 — номера интрузивных массивов: 1 — Кутчи, 2 — Тим, 3 — Карачакудук, 4 — Кетменчи, 5 — Джалкир, 6 — Зирабулак, 7 — Чиракджура, 8 — Карнаб, 9 — Джатин; 18 — объекты исследования

представлены жилами аплитов и редкометалльных пегматитов мощностью 0,1–0,5 м.

С раннепермским многофазным Зирабулакским гранитоидным плутоном связаны редуцированные вольфрамовые скарны, в том числе шеелитоносные (месторождение Ингичка, Тым, Карнаб, Лапас и др.). Плутоном включаются породы от ильменитовой серии [Ishihara, 2004] до ильменит-титанит содержащей, от среднего до высокого содержания калия, от металлоземистых до железистых гранитоидов I-типа (от монцодиорит-гранодиорита до гранит-лейкогранита). Плутоном связан с резервуарами гранитоидной магмы аккреционного типа в земной коре, вероятно, образовавшимися в результате подъема астеносферного материала на постколлизивной стадии [Soloviev, Kryazhev, 2018].

В данной статье рассматриваются главные типы лампрофиров (мончикиты, оливинные камптоспессартиты и спессартиты), проводится сравнение их вещественного состава, обсуждаются условия образования и геодинамическая природа.

**Петрография даек.** Дайка мончикита локализована на водораздельной части хребта, в 3,5 км

северо-западнее села Арганча на северном контакте Зирабулакского гранитоидного интрузива [Свириденко, 1958]. Мощность ее варьируется от 10 до 50 см. Падение к северо-западу крутое, почти вертикальное. В месте выклинивания в юго-восточной части дайка разветвляется на две, затем на три мелких апофизы. Она прорывает биотитовые граниты (80 м) интрузива и силурийские сланцы (130 м) и в обоих концах выклинивается. В пределах интрузива она разделяется на 3 жилы (апофизы) и простирается на юго-восток, с мощностью, колеблющейся примерно от 10 до 50 см (рис. 2, а, б).

Макроскопически порода темно-серого, почти черного, светло-зеленого цвета, с очень плотной четкой мелко-порфировой структурой (рис. 2, в, г). Порфировые включения состоят из оливина и псевдолейцита, диаметром не более 1,0 мм, неопределенно округлой формы (рис. 2, д, е, ж, з). Краевые закалочные части тела и жильные апофизы имеют криптозернистую структуру, порфировые включения практически отсутствуют. Кроме псевдолейцита (18–20%), в минералогическом составе мончикита обнаружены керсутит, моноклинный пироксен –ти-

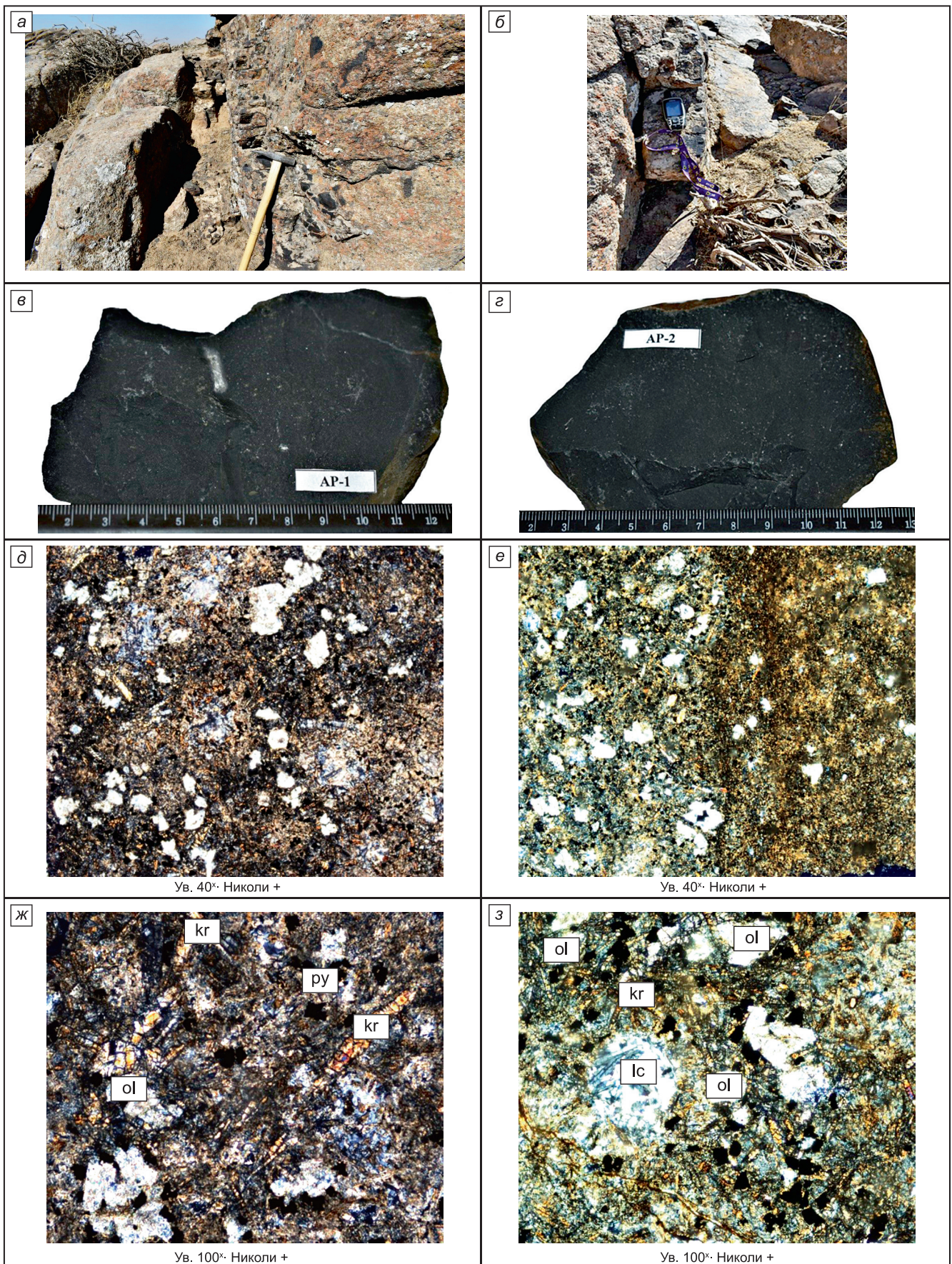


Рис. 2. Петрография дайки мончикита: элементы залегания (а, б) внешний вид образцов (в, г) и структурно-текстурные особенности под микроскопом (д, е, ж, з). В основной массе можно увидеть выделения акцессорных минералов: пирита, ильменита. Наблюдается зона закалывания в эндоконтактной части мончикитовой дайки (е)

танавгит, оливин, биотит (5%). Кроме того, выделяются микролиты анальцима, серицита, карбоната, талька, альбита, апатита и рудных минералов.

Псевдолейцит образует крупные зональные порфиновые включения (до 1,0 мм) округлой или восьмигранной формы, полностью замещенные серицитом и карбонатом, альбитом, микроклином и анальцимом (рис. 2, д, ж, з). Некоторые вкрапленники полностью смешаны с серицитом или карбонатом. В крупных зернах псевдолейцита наблюдаются игольчатые кристаллы магнетита, пироксена и реже биотита. Они располагаются радиальными агрегатами или реже зонально образуют цепочки по краям зерен, что характерно для псевдолейцитов. По химическому составу псевдолейцит (табл. 1, 25, 26) трудно определяется, но он близок к оксидам кремния, алюминия и калия, это количество определенно показывает результаты его изменения.

Небольшое количество окислов магния и железа в химическом составе калиево-натриевого полевого шпата (ортоклаз) (табл. 1, 27) свидетельствует о наличии пойкилитовых включений (гематита).

Оливин занимает большую часть порфиновых включений и встречается в виде удлиненно-гексагональных или полукруглых зерен длиной до 0,4 мм (рис. 2; рис. 3, в, е, 3–7). Часто он полностью замещен мелкочешуйчатым тальком (табл. 1, 38, 39). По химическому составу (табл. 1, 15, 16) в оливине в небольшом количестве присутствуют оксиды алюминия и кальция.

Титанавгит также образует призматические и короткопризматические зерна размером 0,4 мм в виде порфиновых выделений. Встречается в виде мелких микролитов в основной массе (рис. 2; 3, е). Обычно чистый, почти бесцветный, слабого светло-коричневого цвета. Содержание оксида титана в химическом составе колеблется от 2,88 до 5,56% (табл. 1, 8–14, 24). Кроме того, имеются небольшое количество калия, ванадия, хрома, а количество кальция высокое, что свидетельствует о субкальциевости титанавгита.

Керсутит ранее А.Ф. Свириденко [1958] описал по оптическим константам как щелочной амфибол — баркевикит, он встречается в порфиновых выделениях и в основной массе в виде характерных кристаллов (18%), пластин размером менее 0,2 мм и неправильных зерен, микролитов (рис. 2; 3, в, г). Большинство зерен керсутита непрозрачны. Плеохроизм керсутита варьируется от бледно-желтого до темно-красно-коричневого. Содержание оксида титана в химическом составе колеблется от 4,33 до 7,71% (табл. 1, 17–23), что свидетельствует о керсутитовом минале.

Биотит встречается в основной массе в виде длинных призматических пластин (рис. 2; 3, б, д), часто вместе с керсутитом образует цепочки или неправильные скопления вокруг вкрапленников псевдолейцита. Химический состав нестабилен, содержание оксида титана варьируется от 1,41 до 6,89% в трех анализах что, по-видимому, связано

с постмагматическими изменениями (табл. 1, 2–4). Оксид железа также составляет 29,28%, что близко к биотиту в метаморфических породах, оксид бария достигает 2,34%.

Акцессорные минералы представлены пирротинном, ильменитом, сфеном, рутилом, сфалеритом, галенитом, титаномагнетитом, пиритом и апатитом. Они встречаются в виде призматических агрегатов неправильной формы (рис. 3, б–г, е). Их химический состав представлен в табл. 2.

Основная масса, содержащая не менее 30% породы, состоит из вторичных минералов (карбонатов, талька, кальцита, хлорита, серицита и др.), керсутита, титанавгита, оливиновых микролитов и небольшого количества изотропных веществ, смеси стекла.

**Дайки оливиновых кампто-спессартитов** находятся в левом притоке верховьев р. Каттасай центральной части Зирабулакского плутона, где образуют серии маломощных даек среди биотитовых гранитов, широтного простирания (270–275°) мощностью от 20 см до 1,8 м, крутого падения (80–90°). Местами наблюдаются прожилки (0,3–0,5 см) продуктов кристаллизации поздней порции лампрофирированного расплава тонкозернистой структуры того же состава ранних даек (рис. 4, а, б). Внешне это темно-серые, черные с зеленоватым оттенком породы местами с шаровой отдельностью размером до 35 см в поперечнике. Дайкам свойственна мелкозернистая, лампрофирированная структура, обусловленная наличием вкрапленников, которые представлены только темноцветными минералами — оливином, клинопироксеном, амфиболом. Вкрапленники погружены в хорошо раскристаллизованную полнокристаллическую призматически-зернистую основную массу (40–50%), состоящую из войлокоподобных выделений плагиоклаза, биотита и тех же темноцветных минералов, которые встречаются во вкрапленниках. Значительное содержание темноцветных минералов, количество которых варьируется в породах от 40 до 60% всего объема — характерная особенность лампрофирированных пород. Количественно-минералогический состав пород (ср. по 3 шлифам) следующий: плагиоклаз — 45–50%; амфибол — 20–23%; пироксен — 17–20%; оливин — 13–15%; рудные минералы — 1–3%.

Оливин имеет хорошую идиоморфную форму по сравнению с другими цветными минералами в порфиновых выделениях. Он замещен бесцветным слюдястым тальком (рис. 4). Клинопироксен образует короткопризматические и округлые зерна с очень отчетливыми трещинами спайности. Он замещается хлоритом и кальцитом и по составу близок к субкальциевому титанавгиту (табл. 3, 14–16). Роговая обманка образует удлиненно-призматические зерна зелено-коричневого цвета (рис. 4), их состав изменчив и варьируется в широких пределах. Например, роговая обманка богаче магнием по сравнению с железом, она ассоциируется с оливином (табл. 3, 1–4) и замещается хлоритом (табл. 3, 21–24).

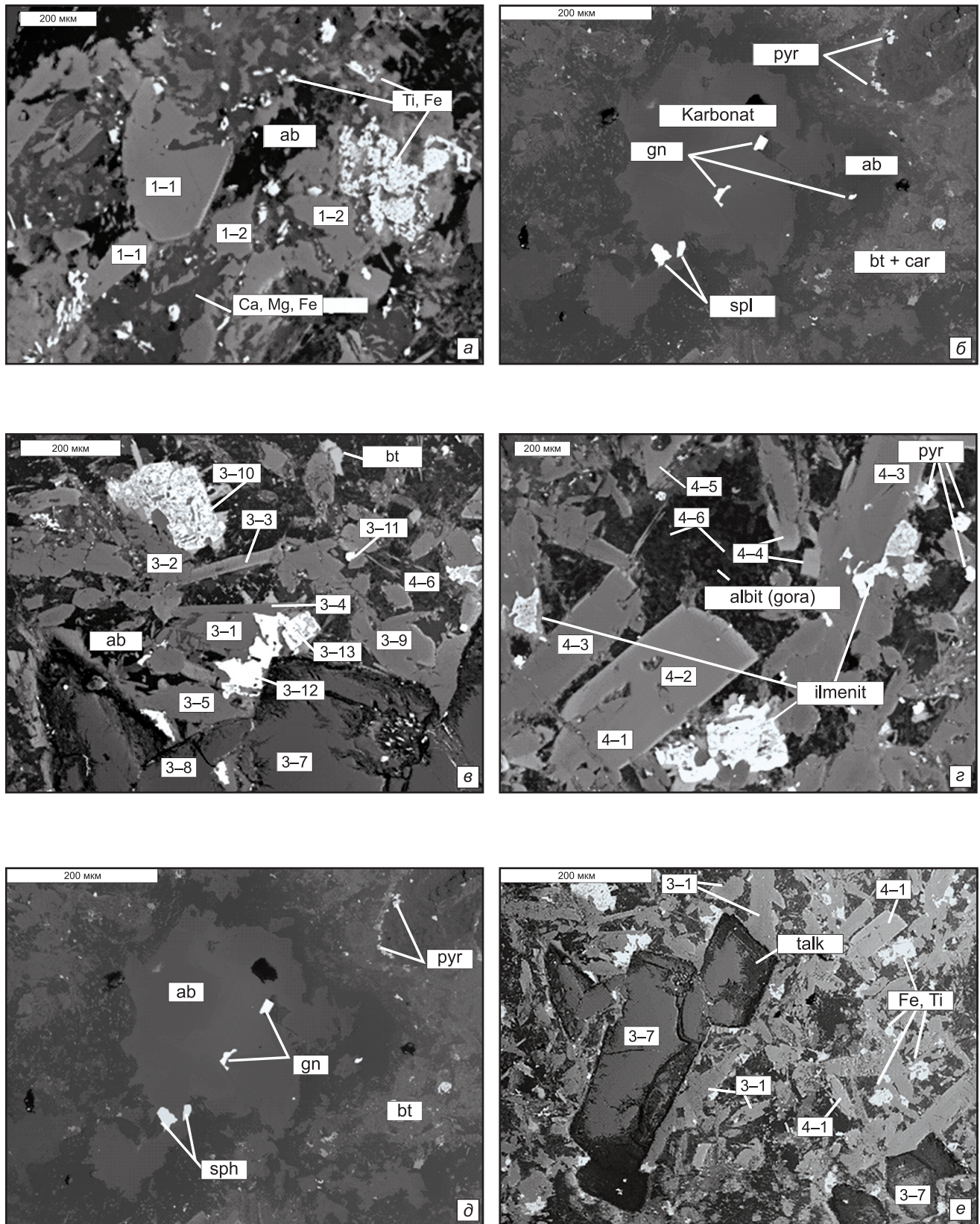


Рис. 3. Форма встречаемости породообразующих, акцессорных и рудных минералов в дайке мончикита: *а* — форма керсутита и титанавгита, *б* — сфен и шпинель в кальците, *в* — наличие титаномagnetита, *г* — идеальные призмы керсутита и акцессорного ильменита, *д* — галенит и сфен в кальците, *е* — оталькованные оливины. 1-1 — керсутит, 1-2 — титанавгит, Ti, Fe — ильменит, pyr — пирротин, gn — галенит, sph — сфен, spl — сфалерит, ab — альбит, bt — биотит, 3-1 — титанавгит, 3-2 — титанавгит, 3-3 — керсутит, 3-4 — титанавгит, 3-5 — титанавгит, 3-6 — титанавгит, 3-7 — оливин, 3-8 — оливин, 3-9 — титанавгит, 3-10 — титаномagnetит, 3-11 — ильменит, 3-12, 3-13 — титаномagnetит, 4-1 — 4-6 — керсутит, ab — альбит, bt — биотит, pyr — пирротин, gn — галенит, sph — сфен, bt+car — биотит+карбонат, spl — сфалерит

Таблица 1

**Химический состав породообразующих, аксессуарных и рудных минералов дайки мончикита  
(результаты микронзондового определения)**

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	0,49	38,61	33,57	35,39	68,01	68,81	69,55	45,89	43,29	46,70	47,95	47,19	43,30	44,28	39,02	39,17
TiO <sub>2</sub>	7,08	1,41	6,89	4,50				3,59	4,77	2,88	2,28	2,54	4,79	3,83		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,35	13,22	14,72	10,75	19,70	19,07	19,36	7,46	9,09	5,68	5,19	5,29	9,10	7,53	1,66	1,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,46				1,34	0,15	0,40									
FeO		17,82	19,97	29,28				7,40	8,94	9,23	7,35	8,51	8,76	10,40	16,15	16,36
MnO	0,80	0,16	0,08	0,31				0,17	0,08	0,16	0,16	0,15	0,17	0,06	0,46	0,36
MgO		13,94	8,68	4,83				11,89	10,75	12,26	13,23	12,04	10,41	10,87	41,97	42,07
CaO	0,36	0,13	0,35	0,67	0,21	0,04	0,13	23,14	22,38	22,18	22,69	22,43	22,85	22,05	0,31	0,42
Na <sub>2</sub> O					9,51	10,65	10,92							0,64		
K <sub>2</sub> O		9,52	8,31	8,99	0,39	0,12	0,04	0,08	0,14	0,23	0,13	0,14	0,09	0,18		
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,06						0,06	0,02	0,21	0,08	0,08	0,15	0,18		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,40							0,47	0,09	0,05	0,41	0,17				
BaO			2,34	0,97							0,43	0,26				
Σ	100,22	94,85	94,91	95,68	99,17	98,84	100,40	100,14	99,55	99,58	99,90	98,79	99,61	100,03	99,57	100,09
Окисел	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	39,18	36,63	37,08	36,53	39,49	37,82	38,06	41,43	47,37	48,21	61,13		0,79	0,38	1,41	0,81
TiO <sub>2</sub>	5,43	7,23	7,09	7,71	4,33	5,00	6,23	5,56				17,94	19,49	17,22	47,17	45,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,79	13,29	13,27	13,22	11,35	12,76	12,78	9,40	32,65	32,47	20,95	3,29	3,24	3,56	0,47	0,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									4,41	3,76	1,35					
FeO	15,14	15,94	15,34	15,62	19,39	18,53	14,17	10,35				70,33	64,10	69,34	44,81	46,79
MnO	0,24	0,25	0,20	0,24	0,32	0,31	0,16	0,28				0,30	0,45	0,57	1,88	0,60
MgO	8,74	9,00	9,73	9,45	7,71	8,19	9,46	8,98	1,57	1,68	1,13		0,27		0,45	0,12
CaO	12,33	11,40	11,38	11,43	11,11	11,05	11,42	21,37				0,23	0,19	0,20	0,90	0,62
Na <sub>2</sub> O		2,15	2,22	2,33	2,27	2,50	2,10	0,83	1,93	2,16	2,72					
K <sub>2</sub> O	1,54	1,78	1,52	1,83	1,54	1,70	1,57	0,05	9,78	9,69	12,73	0,04	0,02		0,28	0,30
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,20	0,14	0,13		0,05	0,10	0,19				0,45	0,55	0,45	0,46	0,47
BaO		0,72	0,43			0,44					0,06			ZnO=1,81		
NiO												0,13				
CoO												0,38				
Σ	94,34	98,59	98,40	98,50	97,49	98,36	96,04	98,46	97,83	97,97	100,07	93,03	89,01	93,54	97,84	95,09
Окисел	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43					
SiO <sub>2</sub>	0,28	0,86	2,96			56,86	50,38	0,57	6,83							
TiO <sub>2</sub>	93,47	91,86	0,22													
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,21				1,74	1,57	0,31	2,35							
FeO								0,93	4,70	18,17	14,42					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,81	95,59	0,29	0,50	7,75	5,60									
MnO								0,51	0,40	0,74	0,74					
MgO			1,38			25,22	34,28	0,42	3,47	7,71	11,04					
CaO	0,62	0,83	0,20	53,48	53,48	0,14	0,07	52,27	40,49	27,28	27,73					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				39,84	39,47											
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,60	0,20													
SrO						NiO=0,25		0,30	0,08	0,02	0,28					
ZrO <sub>2</sub>	2,04	3,33														
HfO <sub>2</sub>	0,74	0,80														
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,07											
Nb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,35														
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,52														
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,09											
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,09											
Σ	99,25	99,64	100,55	93,04	93,77	92,02	91,80	55,31	58,31	53,93	54,20					

Примечание. 1 — включение в пирите, 8 мкм, 2-4 — биотит, 5-7 — плагиоклаз (альбит), 8-14 — титанавит, 15-16 — оливин, 17-23 — керсутит, 24 — титанавит, 25-26 — псевдолейцит, 27 — ортоклаз, 28-30 — титаномагнетит, 31-32 — ильменит, 33-34 — рутил, 35 — гематит, 36-37 — апатит, 38-39 — тальк, 40-41 — кальцит, 42-43 — карбонат.

Таблица 2

## Химический состав сульфидных минералов дайки мончикита (результаты микронзондового определения)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13*
Si							0,39	1,62		3,05		5,24	3,30
S	67,38	65,81	51,62	50,83	52,00	51,29	50,49	46,72	52,34	48,58	46,87	48,56	48,83
Ca			0,71			0,24	0,19	1,00		0,52			0,42
Fe	32,45	33,62	47,47	3,43	7,44	7,24	5,68	10,85	47,56	46,73	2,58	4,13	4,11
Co	0,03	0,45	0,15						0,06	0,22			
Ni	0,05	0,29	0,10						0,11	0,17			
Cu	–	–		0,56	4,48	4,73	5,00	6,67				0,07	0,01
Zn	–	–		45,17	36,08	36,42	38,23	33,14				42,00	42,36
Pb											50,56		
As	0,24	0,23											
Cd				0,04		0,07	0,03						
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1–2 — пирит, 3 — пирротин, 4–8 — сфалерит, 9–10 — пирротин, 11 — галенит, до 10 мкм, 12–13 — сфалерит в плагиоклазе, 10 мкм, \*Al=0,82.

Таблица 3

## Химический состав породообразующих, акцессорных и рудных минералов дайки ольвинового кампто-спессаррита (результаты микронзондового определения)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	49,91	48,59	49,51	47,82	54,76	55,00	61,13	68,32	38,01	38,45	39,96	38,41	40,27	48,61	48,37	51,90
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,91	1,35	1,91					1,51	4,37	1,37	2,72		2,37	2,22	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,25	5,75	5,21	6,06	28,37	28,63	24,40	19,77	9,88	11,29	9,49	10,32	10,40	5,54	5,61	3,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,88	0,79	0,45	0,82								
FeO	9,59	8,15	7,61	8,21					27,10	18,62	27,36	27,33	20,46	12,43	10,86	10,81
MnO	0,32	0,18		0,16					0,16	0,21	0,20	0,31		0,23	0,22	0,30
MgO	14,30	13,37	14,96	13,62					8,06	12,60	8,94	7,53	16,50	12,17	13,40	15,71
CaO	18,42	20,01	19,18	19,34	10,51	10,67	6,25	0,79	0,15		0,24	0,50	0,19	19,14	19,03	17,12
Na <sub>2</sub> O					5,49	5,45	6,76	10,01								
K <sub>2</sub> O					0,29	0,29	0,56	0,25	8,63	9,51	8,65	9,14	3,52	0,09	0,04	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,39	0,74	0,46								0,08				
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,15	0,20								0,03		0,17	0,18	0,09
Σ	97,98	98,35	98,70	97,78	100,31	100,84	99,55	99,96	93,50	95,06	96,22	96,24	91,34	100,74	99,94	100,00

Оксид	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>			10,32	0,21	52,29	52,51	53,85	49,79	6,25	4,04	1,95			0,29
TiO <sub>2</sub>			23,70	16,64	1,45	0,28				21,51	47,82			15,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1,00	0,78	1,62	2,39								1,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									87,55	1,12				
FeO	5,40	2,27	54,41	70,62	15,87	15,84	7,02	8,19		64,41	47,55	1,73	5,40	76,27
MnO	0,86	1,34	0,91	0,64						0,76	1,37	1,03	0,86	0,62
MgO	2,95	0,46	1,74	0,11	16,75	17,92	26,12	25,04	2,51			0,28	2,95	
CaO	44,06	52,26			1,93	0,26				0,61	0,23	53,73	44,06	
K <sub>2</sub> O			0,23	0,07	0,40	0,15								
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,46	0,56						0,62	0,59			0,63
Σ	53,27	56,32	92,76	89,62	90,31	89,35	86,99	83,01	96,31	93,07	99,52	56,77	53,27	94,40

Примечание. 1–4 — роговая обманка, 5–6 — лабрадор, 7 — андезин, 8 — альбит, 9–12 — биотит, 13 — измененный биотит, 14–16 — субкальциевый титанавит, 17, 18 — кальцит, 19, 20 — рутил, измененный, 21–24 — хлорит по роговой обманке, 25 — гидрогетит, 26, 27 — ильменит, 28, 29 — кальцит, 30 — титаномагнетит.

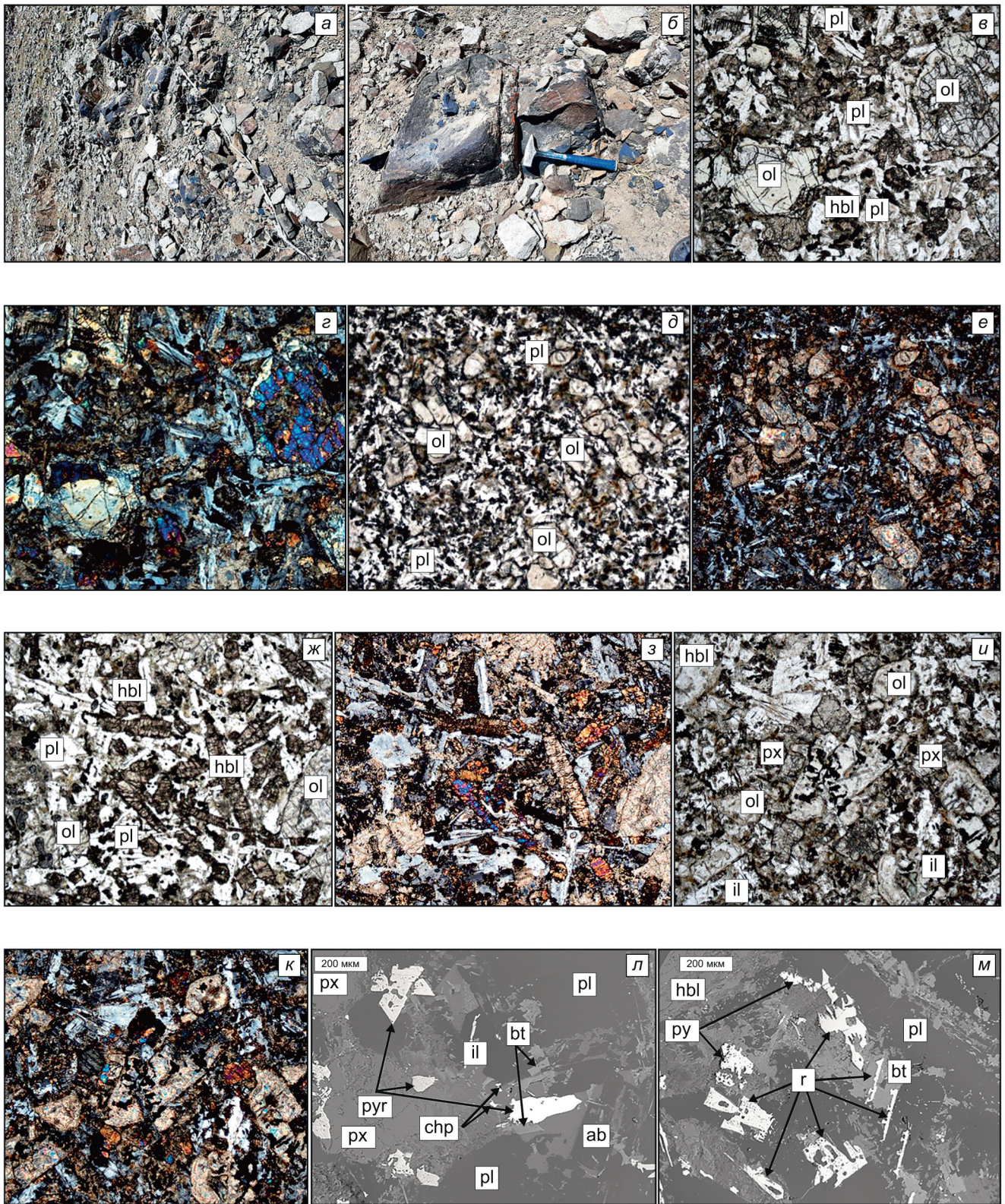


Рис. 4. Петрография дайки оливинового кампто-спессартиста. Элементы залегания (а, б) и внедрения поздней фазы лампрофировой магмы (б); микрофотографии структурно-текстурных особенностей под микроскопом, структура порфирировая, лампрофировая; вкрапленники представлены оливином, керсутитом, титанавгитом и плагиоклазом (в-к). Крупные порфиробласты измененного оливина и удлиненно-призматических зерен роговой обманки и плагиоклаза; порфиновые включения состоят из оливина и удлиненно-призматических зерен роговой обманки и плагиоклаза; форма аксессуарных минералов (пирротин, пирит, рутил, ильменит, сфен) в основной массе (л, м). Снято на микроанализаторе «Jeol-8800Rh» (Япония), оператор Ким М.А. Микрофотографии препаратов были сделаны под микроскопом Nikon ECLIPSE LV100NPOL с анализатором и без него, 40-кратное увеличение. рх — пироксен, pl — плагиоклаз, hbl — роговая обманка, bt — биотит, ab — альбит, chp — сфен, pyr — пирротин, py — пирит, il — ильменит, r — рутил

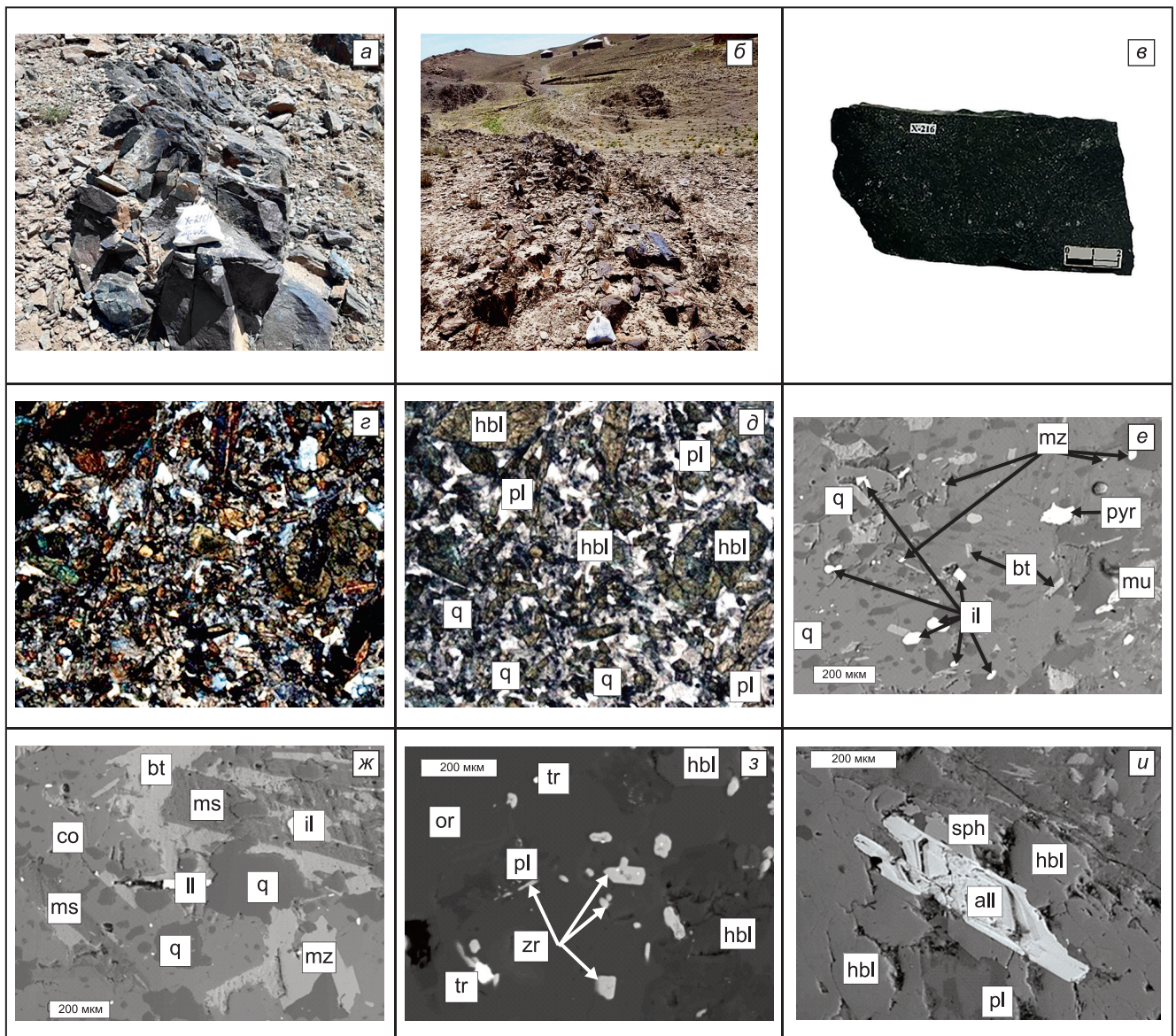


Рис. 5. Петрографические характеристики спессартитовых даек бассейна р. Тимсай: морфология даек (а, б), образец спессарти-та (в), состав и структура под микроскопом (г, д). Ув. 40<sup>x</sup>. Морфология акцессорных и рудных минералов, снимки микронзондового определения (е, ж, з, и). Hbl — роговая обманка, pl — плагиоклаз, or — ортоклаз, bt — биотит, mu, ms — мусковит, q — кварц, со — кордиерит, il — ильменит, all — алланит (ортит), mz — моноцит, ll — лёлингит, zr — циркон, tr — торит, pyr — пирротин

Биотит почти не встречается в порфировых выделениях, но образует в основной массе зерна, среди которых имеется первично магматические (высоко-титанистые и магнезиальные) и вторичные разновидности (табл. 3, 9–12). Плагиоклаз представлен несколькими генерациями, ранние — лабрадором и андезином, поздние — альбитом (табл. 3, 5–8). Он образует призматические зерна в основной массе (рис. 4, з, к)

Акцессорные минералы встречаются в основной массе (табл. 3), большинство из них зафиксированы под микроанализатором. Рутил относится к сагени-товому типу, встречается очень часто. Он образует призматические, столбчато-игольчатые и коленчато-двойные (рис. 4, м), изогнутые агрегаты и пластинки. Сагениит представляет собой тип игольчатых зерен, образующих взаимные пары. Ильменит образует

вытянутые зерна с высоким содержанием марганца 1,37% и содержанием ванадия до 0,5% по массе. Некоторые зерна содержат в своем химическом составе небольшое количество кремния, алюминия и кальция, что свидетельствует о наличии в их составе вторичных микровключений (табл. 3). Пирротин образует неправильно-призматические и коленчатые зерна со смесью Co, Ni и Cu ( $S = 39,33$ ;  $Fe = 60,17$ ;  $Co = 0,35$ ;  $Ni = 0,12$ ;  $Cu = 0,05$ ;  $\Sigma = 100,02$ ). Халькопирит встречается в основной массе в виде мелких призматических зерен с примесью цинка ( $S = 36,16$ ;  $Fe = 29,08$ ;  $Cu = 32,64$ ;  $Zn = 2,05$ ;  $\Sigma = 99,94$ ). Пирит образует зерна неправильной формы (рис. 4, м).

**Спессартиты** являются одними из самых распространенных среди известково-щелочных лампрофировых даек (малхиты, керсантиты). Они встречаются за пределами Зирабулакского интрузива, среди оса-

дочно-метаморфических пород, вблизи сел Ингичка, Чангаллы, Тим, Узумли и Лапас. Часто встречаются в интрузивах Кетманчинского, Кудукчинского, Карнабского, Акмазарского, Майзакского и других массивах. Практически они имеют субмеридиональные простирания, редко субширотные (рис. 5).

Спессартиты образуют три параллельные дайки субмеридионального простирания в известняках алтыаульской свиты в окрестностях села Тим (рис. 5, а, б). Они простираются до 500–600 м, иногда до 1 км, мощность обычно составляет 1,0–2,5 м.

Структура мелкозернистая, порфировая. Породы содержат роговую обманку (до 55–60%) и средний плагиоклаз (до 40–42%), реже пироксен, биотит, калиевый полевой шпат и кварц. Обыкновенная роговая обманка образует зеленые и коричнево-зеленые зерна в порфириковых выделениях, иногда размер достигают 0,7 см. Плагиоклаз-андезин (табл. 4, 1–3) составляет основную часть породы и образует призматические, иногда таблитчатые зерна (рис. 5). По ним развиты серицит и карбонат. Пироксен встречается редко, обычно уралитизирован. Биотит встречается в основной массе в виде мелких листочков, содержание титана и магния низкие (табл. 4, 4), что свидетельствует о вторичном биотите. По ним развиты хлориты и карбонаты. Мусковит встречается в виде длинных листов (рис. 5, е, ж), отличается высоким содержанием кремния, алюминия и относительно высоким содержанием железа (табл. 4, 5–7). Калий-натриевый полевой шпат (ортоклаз) встречается в очень малых количествах, обычно пелитизирован (табл. 4, 8, 9). Кварц очень часто встречается в основной массе (рис. 5, е, ж). Самое главное — встречаются относительно крупные призматические зерна секанинаита (рис. 5, ж), выявленные под микроанализатором. Он характеризуется высоким содержанием двухвалентного железа и алюминия (табл. 4, 10–12). Содержание кварца, калиевого полевого шпата и биотита в породе увеличивается в зоне контакта вмещающих пород, где содержится секанинаит.

Из акцессорных минералов в виде мелких зерен встречаются ильменит, алланит, циркон, сфен, моноклит, ксенотим, торит и апатит. Кроме того, из сульфидных минералов встречаются пирротин, никелин, лёлингит и халькопирит. Апатит встречается в виде удлиненных иголек и округлых формах (рис. 5, з, д) и содержит примеси железа, лантана, церия, неодима (табл. 4, 23). Широко распространен ильменит, образующий призматические и округлые зерна (рис. 5, е, ж). В химическом составе содержит ванадий и тантал (табл. 4, 13, 14). Циркон встречается в виде очень мелких зерен (рис. 5, з) и содержит небольшое количество гафния (табл. 4, 15, 16). Моноциты встречаются в мелких округлых формах (рис. 5, е, и). Содержание РЗЭ составляет 66,37%, что является высоким показателем (табл. 5, 18). По химическому составу существуют два вида ксенотима, один из которых являются иттриевыми, а другой —

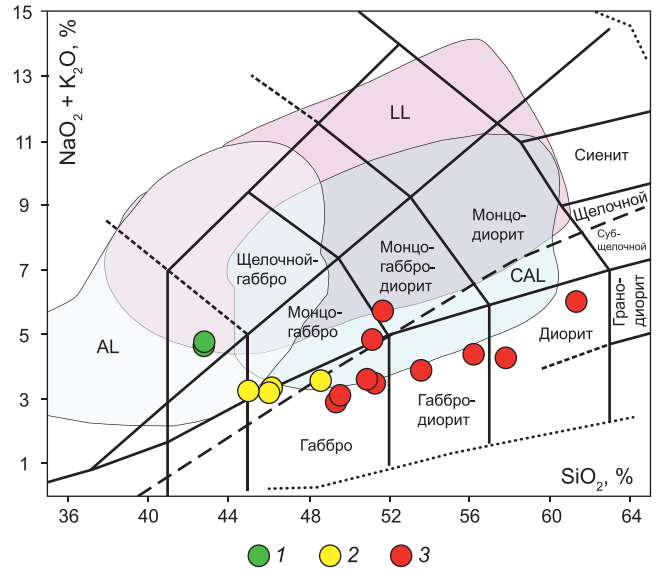


Рис. 6. TAS-диаграмма для известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона [Le Bas et al., 1992]. Поля: AL — щелочных лампрофиров, LL — лампроитов, CAL — известково-щелочных лампрофиров. Пунктиром показана граница щелочных и субщелочных пород. 1 — мончикиты, 2 — оливковые кампто-спессартиты, 3 — спессартиты

церий-лантановым (табл. 4, 19–22). Содержание РЗЭ более 60%. Пирротин имеет неправильную округлую форму (рис. 5, е). Характерной особенностью является то, что в химическом составе содержатся примеси кремния, кобальта, никеля, меди, мышьяка и алюминия (табл. 5, 1–5). Торит встречается в виде мелких зерен (рис. 5, з). Лёлингит — относительно редкий акцессорный минерал (рис. 5, ж), мышьяковистый колчедан (от названия немецкого города Лёллинг) — диарсенид железа. Состав Fe = 12,3%, As = 72,82%; характерны примеси серы, кобальта, никеля (табл. 5, 6–8). Форма призматическая, игольчатая (рис. 5, ж). Минерал никелина и халькопирита встречается в виде очень мелких зерен (табл. 5), содержащих примеси тех или иных элементов. Алланит имеет зональное строение (рис. 5, и), химический состав его приведен в табл. 4, 17.

**Петрохимия даек.** По химическому составу (табл. 6) мончикиты Зирабулакского плутона относятся к щелочным лампрофирам калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O$  — 1,09–1,43), оливковые кампто-спессартиты являются переходными разновидностями к субщелочным, спессартиты — к известково-щелочным лампрофирам (рис. 6). Содержание кремнезема в мончикитах составляет 42,90%, возрастает до 46,60% в оливковых кампто-спессартитах, до 52,56% в спессартитах, что обусловлено появлением плагиоклазов от основных до средне-кислых, биотита, калий-натриевого полевого шпата и кварца. По содержанию  $TiO_2$  мончикиты являются высокотитанистыми (2,90%), тогда как в оливковых кампто-спессартитах в среднем 2,16%, а в спессартитах колеблется в широких пределах от 0,65 до 2,30, в среднем 1,19%.

Таблица 4

**Химический состав породообразующих и аксессуарных минералов спессартитов бассейна р.Тимсай  
(результаты микронзондового определения)**

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	68,16	65,62	64,29	35,74	46,47	47,05	46,41	64,76	63,75	48,65	47,52	47,34			32,52	32,90	28,61
TiO <sub>2</sub>				1,63		0,70	0,30						51,53	50,92			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,95	22,00	22,02	20,88	35,21	36,00	35,88	18,50	18,60	31,21	32,07	31,82			0,93	0,65	15,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,30	0,28		1,19	1,30	1,28	0,14	0,27						1,30	0,23	
FeO				20,93						11,67	11,90	11,88	46,20	45,99			8,86
MnO				0,03						0,21	0,13		0,50	0,56			
MgO				7,51	1,88	1,66	1,87			6,26	6,41	6,34					
CaO	1,81	2,83	2,34														9,60
Na <sub>2</sub> O	9,43	9,24	10,21		0,85	0,67	0,74	1,08	0,76								
K <sub>2</sub> O				10,02	10,77	10,32	10,77	16,16	16,21								0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>																	5,68
BaO								0,12	0,37								
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,03									0,75	0,86			
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>													0,38	0,29			
ZrO <sub>2</sub>															61,73	64,43	
HfO <sub>2</sub>															2,27	1,78	
Σ	99,46	100,00	99,14	96,58	96,39	97,71	97,24	100,76	99,95	98,01	98,02	97,38	99,35	98,62	98,75	100,00	99,81

Оксиды	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	0,52					
CaO	0,65			1,69	1,95	54,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,46	35,71	30,87	30,96	28,52	40,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,61	1,46	0,78	0,86
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	51,73	45,18	2,52	2,10	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,25			12,77	13,02	0,19
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,18			27,31	27,80	0,02
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21			2,34	2,65	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,07			10,31	10,18	0,01
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,67		0,72	1,51	1,32	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	1,18	5,41	1,05	1,00	
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4,97	7,82			
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,35	1,37			
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3,64	3,56			
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2,02	2,16			
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,85			
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1,28			
ThO <sub>2</sub>	2,97		0,56	7,56	10,82	
UO <sub>2</sub>	0,64		0,03	0,81	0,59	
SO <sub>3</sub>	0,30					
Σ	98,92	100,60	100,41	100,28	100,74	95,94

*Примечание.* 1–3 — плагиоклаз; 4 — биотит; 5–7 — мусковит; 8, 9 — ортоклаз; 10–12 — кордиерит; 13, 14 — ильменит; 15, 16 — циркон; 17 — алланит (ThO<sub>2</sub>=0,55, UO<sub>2</sub>=0,24, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13,79, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=10,81, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=1,44, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=3,93, Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0,15); 18, 21, 22 — моноцит-Се; 19–20 — ксенотим-У; 23 — апатит.

Практически изучаемые лампрофиры по всем оксидам различаются, но особенно по магнезию, кальцию и калию. Практически все лампрофиры умеренно глинозёмистые ( $al' = 0,49-1,30$ ), меланократовые по фемичности ( $f'$  до 25,90). Мончикиты являются типично нефелин нормативными, тогда как оливиновые кампто-спессартиты корунд, а спессартиты диопсид ? нормативными (табл. 6).

Распределение содержание элементов-примесей (табл. 6) в лампрофирах показывает незначительные отклонения (рис. 7), это заметно по бериллию, цезию, барию, бору, молибдену, вольфраму, урану и др. Мончикиты характеризуются умеренно повышенным содержанием стронция, цезия, бора, кобальта, никеля, тантала, гафния, серебра, селена и теллура, для оливиновых кампто-спессартитов характерны относительно повышенные содержания лития, цезия, ванадия, хрома, кобальта, молибдена, серебра, селена, спессартиты отличаются положительным пиком бария, гафния, тория, урана, серебра, теллура и резким отрицательным ниобия (рис. 7). В мончикитах среднее содержание неодима 58,50 г/т, в кампто-спессартитах 26,20 г/т, в спессартитах 19,20 г/т; ниобия — 90 г/т, 27,70 и 8,45 г/т соответственно; тантала — 5,50, 1,76 и 0,57 г/т; вольфрама — 3,25, 0,97 и 1,28 г/т и т. д.

Высокое содержание U в спессартитах, возможно, объясняется тем, что дайки встречаются в пределах гранитоидных массивов, которые специализированы U и торию. Концентрации тория и урана в мончикитах и оливиновых кампто-спессартитах ниже кларка (табл. 6), а в спессартитах выше. Концентрации U и Th сильно положительно коррелируют и радиоактивность в лампрофирах обусловлена U

Таблица 5

**Химический состав сульфидных минералов спессартитов бассейна р.Тимсай (результаты микронзондового определения)**

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Si		0,57	1,15		0,72							
S	38,62	48,47	47,08	39,78	35,10	0,34	0,38	0,33	0,06	0,02	36,60	35,05
Fe	60,90	43,61	40,63	56,88	46,85	12,19	12,19	12,53	0,35	0,65	29,66	31,66
Co	0,06		0,12		0,05	8,47	8,50	7,97	0,94	0,57		
Ni	0,33	0,53	1,11	0,28	0,37	6,30	6,33	6,38	41,33	41,39		
Cu	0,05	0,57	0,68		0,20						31,64	32,12
As	0,03	0,27		0,13	0,22	72,70	73,36	72,78	56,46	56,87		
Al		0,21			0,21							
Sb									0,69	0,71		
Zn											1,84	1,17
Ag											0,11	
Σ	100,00		90,77	96,96	83,72	100,00	100,75	100,00	99,84	100,21	99,86	100,00

Примечание. 1-5 — пирротин, смесь, 6-8 — лёллингит, 9, 10 — никелин, 11, 12 — халькопирит.

Таблица 6

**Химический состав известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона**

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	42,92	42,89	48,7	46,3	46,2	45,2	50,4	50,3	50,0	49,59	49,66	51,80	59,50	55,38	56,39
TiO <sub>2</sub>	2,84	2,95	2,17	2,17	2,08	2,23	0,87	0,73	0,76	0,85	0,80	1,60	2,30	2,15	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,16	11,50	12,9	14,1	14,0	14,6	11,4	14,9	13,1	18,07	15,19	14,68	10,92	14,04	11,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,25	6,94	3,33	3,11	2,87	3,63	4,20	4,10	3,40	0,39	0,83	4,08	1,74	0,25	0,92
FeO	9,05	6,46	9,43	9,36	9,22	9,07	4,20	4,10	3,40	6,60	6,78	7,20	3,88	5,68	6,49
MnO	0,06	0,05	0,18	0,17	0,16	0,17	0,13	0,14	0,15	0,10	0,12	0,06	0,04	0,13	0,13
MgO	9,38	9,55	7,50	7,50	7,40	6,90	9,00	7,40	7,70	6,10	7,40	4,10	5,00	9,03	8,83
CaO	10,16	10,06	7,10	7,10	6,90	7,80	10,7	7,80	12,10	11,86	11,20	6,58	4,38	11,90	8,96
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,74	2,12	2,07	2,04	2,15	3,00	3,20	2,90	2,20	2,79	2,60	2,88	1,70	3,18
K <sub>2</sub> O	2,18	1,91	1,38	1,22	1,11	1,01	0,47	1,60	0,64	0,68	0,30	3,02	3,06	0,26	1,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,83	0,86	0,30	0,25	0,52	0,39	0,11	0,09	0,08	0,21	0,18	0,66	0,39	0,13	0,10
CO <sub>2</sub>	2,67	2,52	1,20	2,50	2,30	1,50	0,10	0,12	0,14	1,20	3,58	0,06	1,18	0,91	-
SO <sub>3</sub>	-	-	0,05	0,04	0,07	0,04	0,20	0,20	0,20	0,20	0,32	-	-	-	-
П.п.п.	3,88	3,37	4,00	4,30	4,70	4,80	5,12	5,20	4,95	2,63	3,96	3,22	5,50	1,99	0,45
Σ	99,08	99,28	100,76	100,69	99,87	100,09	99,90	99,88	99,52	99,52	99,58	99,66	100,7	98,55	100,0
Основные петрохимические коэффициенты															
a <sup>r</sup>	0,49	0,50	0,64	0,71	0,72	0,74	0,66	0,96	0,90	1,38	1,01	0,95	1,03	0,94	0,70
f <sup>p</sup>	25,52	25,90	22,43	22,14	21,57	21,83	18,27	16,33	15,26	13,94	15,81	16,98	12,92	17,11	16,89
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,55	4,65	3,50	3,29	3,15	3,16	3,47	4,8	3,54	2,88	3,09	5,62	5,94	1,96	4,24
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,09	1,43	1,54	1,70	1,84	2,13	6,38	2,00	4,53	3,24	9,30	0,86	0,94	6,54	3,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,47	1,07	0,35	0,33	0,31	0,40	1,00	1,00	1,00	0,06	0,12	0,57	0,45	0,04	0,14
Нормативный состав															
Кварц			4,88	5,88	7,26	2,66	1,77	0,47	1,05	1,51	3,58	5,48	18,5	10,21	3,69
Плагиоклаз	17,86	22,31	39,39	35,04	33,1	44,6	41,64	48,64	45,38	56,04	51,65	41,47	32,2	44,3	40,47
Ортоклаз	12,88	11,29	8,16	7,21	6,56	5,97	2,78	9,46	3,78	4,02	1,77	17,85	18,08	1,54	6,26
Нефелин	8,43	7,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Корунд	-	-	-	2,91	3,56	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Диопсид	25,37	24,15	3,17	-	-	-	27,97	12,48	29,75	10,18	3,02	6,94	3,07	18	24,42
Гиперстен	-	-	28,12	29,72	29,56	27,16	12,07	15,48	7,38	20,61	27,41	14,02	12,89	20,57	20,28
Оливин	14,11	9,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ильменит	5,39	5,60	4,12	4,12	3,95	4,24	1,65	1,39	1,44	1,61	1,52	3,04	4,37	4,08	1,23
Магнетит	6,16	10,06	4,83	4,51	4,16	5,26	6,09	5,94	4,93	0,57	1,2	5,92	2,52	0,36	1,33
Апатит	1,92	1,99	0,70	0,58	1,20	0,90	0,25	0,21	0,19	0,49	0,42	1,53	0,9	0,3	0,23
Кальцит	-	-	2,73	5,69	5,23	3,41	0,23	0,27	0,32	2,73	8,14	0,14	2,68	2,07	-

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Элементы-примеси															
Li	52,0	46,0	74,0	67,0	43,0	50,0	25,00	80,00	53,00	20,00	43,00	77,00	54,0	60,0	43,0
Be	2,70	2,10	1,60	1,40	1,50	2,40	0,88	0,98	1,20	0,84	0,89	1,50	4,60	0,65	1,10
Rb	100	150	60,0	52,0	53,0	160	34,00	65,00	87,00	59,00	170,00	85,00	130	47	43
Sr	1100	1200	550	550	450	140	370	390	330	450	540	320	610	280	520
Cs	17,0	19,0	21,0	16,0	25,0	24,0	1,80	3,30	8,60	3,80	8,10	4,60	3,10	6,60	2,70
Ba	720	790	380	330	230	570	210,0	590,0	510,0	200,0	390,0	620,0	180	480	480
B	35,0	35,0	27,0	26,0	24,0	47,0	13,00	11,00	13,00	14,00	11,00	14,00	15,0	15,0	19,0
V	70,0	70,0	190	230	220	60,0	170,0	160,0	160,0	160,0	150,0	140,0	70,0	190	170
Cr	26,0	29,0	230	220	220	57,0	180,0	170,0	190,0	160,0	170,0	170,0	50,0	1400	890
Ni	140	170	140	140	130	19,0	190	140,0	200	140,0	160,0	160,0	110	98,0	120
Co	39,0	41,0	47,0	46,0	42,0	7,40	34,00	33,00	35,00	23,00	31,00	26,00	20,0	38,0	28,0
Ni/ Co	3,58	4,15	2,98	3,04	3,09	2,56	5,58	4,24	5,71	6,08	5,16	6,15	5,50	2,58	4,28
Nb	93,0	85,0	37,0	36,0	28,0	10,0	5,50	4,60	5,60	4,80	4,90	5,10	35,0	5	5,60
Ta	5,70	5,30	2,30	2,20	1,70	1,84	0,39	0,41	0,36	0,36	0,37	0,40	2,10	0,30	0,42
Sc	20,0	21,0	24,0	23,0	22,0	7,00	29,00	21,00	27,00	22,00	25,00	19,00	21,0	33,0	29,0
Y	35,0	33,0	31,0	29,0	32,0	15,0	18,00	14,00	17,00	17,00	16,00	12,00	22,0	5,0	5,60
La	68,0	64,0	29,0	27,0	23,0	28,0	13,00	11,00	14,00	15,00	13,00	52,0	5,00	6,10	15,0
Ce	130	130	58,0	56,0	47,0	57,0	32,00	27,00	32,00	33,00	31,00	110	33,0	41,0	33,0
Pr	15,0	14,0	7,00	6,60	5,70	6,90	4,00	3,30	3,90	4,00	3,80	13,0	4,30	4,90	4,00
Nd	58,0	59,0	28,0	27,0	24,0	26,0	16,00	12,00	15,00	15,00	14,00	52,0	16,0	19,0	14,0
Sm	13,0	12,0	6,50	6,20	6,00	5,90	4,00	2,80	3,60	3,30	3,30	9,80	3,80	4,30	3,10
Eu	3,00	2,60	2,00	1,90	1,90	1,10	0,94	0,80	0,92	0,84	0,87	2,30	0,85	0,99	0,80
Gd	10,0	10,0	6,80	6,30	6,60	4,90	3,70	2,80	3,30	3,40	3,20	8,20	3,40	3,70	2,70
Tb	1,60	1,70	0,99	0,97	1,00	0,65	0,56	0,45	0,56	0,52	0,47	1,20	0,52	0,56	0,40
Dy	9,10	8,00	6,10	6,00	6,50	3,30	3,80	3,10	3,30	3,40	3,10	5,30	3,20	3,50	2,40
Ho	1,30	1,20	1,10	1,10	1,20	0,51	0,68	0,55	0,67	0,63	0,62	0,85	0,57	0,63	0,46
Er	3,00	2,90	3,00	2,90	3,10	1,40	1,70	1,60	1,80	1,70	1,60	2,30	1,60	1,90	1,30
Tm	0,43	0,39	0,360	0,360	0,40	0,17	0,27	0,24	0,25	0,27	0,23	0,30	0,22	0,25	0,19
Yb	2,50	2,10	2,30	2,20	2,50	1,20	1,60	1,50	1,60	1,50	1,50	1,60	1,60	1,80	1,30
Lu	0,27	0,24	0,340	0,310	0,34	0,16	0,23	0,22	0,28	0,21	0,26	0,24	0,21	0,24	0,20
ΣNYE	315	308	151	144	129	137	82	67	81	83	77	259	74	89	79
La/ Ta	12,0	12,0	12,61	12,27	13,5	15,21	8	7	9	10	9	3	3	3	12
Mo	2,5	4,0	4,60	4,00	3,60	2,30	5,80	7,60	3,40	3,90	4,90	3,10	0,8	0,83	0,86
W	3,30	3,20	0,66	0,63	0,60	2,00	1,90	1,20	0,71	1,80	0,57	0,92	3,30	0,59	0,58
Zr	300	280	200	190	190	66,0	56,00	60,00	54,00	56,00	63,00	100	560	77	83
Hf	7,40	6,60	4,20	4,20	4,20	2,40	1,70	1,80	1,50	1,60	1,90	3,00	15,0	2,20	2,20
Tl	0,53	0,94	0,42	0,41	0,43	0,76	0,31	0,58	0,62	0,40	1,40	0,76	0,97	0,52	0,38
Th	11,0	10,0	5,20	5,00	4,40	12,0	3,70	3,30	4,50	4,30	3,70	5,80	24,0	4,10	6,30
U	2,40	2,60	1,80	1,80	1,40	3,60	1,70	1,60	1,90	2,20	2,10	2,70	7,90	1,30	1,90
Cu	74,0	69,0	44,0	44,0	44,0	21,0	79,00	22,00	35,00	16,00	21,00	74,00	80,0	14	18
Zn	120	120	130	120	110	83	110	95	160	130	100	100	100	65	63
Ga	22,0	18,0	13,0	12,0	11,0	15,0	11,00	14,00	13,00	9,70	10,00	14,00	20,0	12	13
Sn	3,30	2,80	2,60	3,40	2,40	4,30	30,00	4,00	21,00	34,00	12,00	7,30	4,70	1,20	1,70
Ag	1,40	1,50	0,30	0,30	0,24	0,180	0,35	0,32	0,50	0,27	0,32	1,90	2,70	0,24	0,31
Cd	0,17	0,17	0,16	0,16	0,15	0,10	0,10	0,07	0,23	0,07	0,12	1,00	0,51	0,07	0,06
In	0,17	0,10	0,09	0,10	0,10	0,07	0,19	0,09	0,13	0,28	0,10	0,11	0,17	0,04	0,06
Pb	8,10	9,90	9,30	10,0	5,50	20,0	39,00	17,00	17,00	21,00	7,90	15,00	20,0	5,70	14,0
As	8,0	5,0	15,00	83,0	13,0	24,0	180,0	18,00	170,0	28,0	250,0	120,0	13,0	31,0	28,0
Se	12,0	10,0	3,50	3,80	3,20	3,90	3,90	3,80	3,10	2,80	3,70	3,90	1,8	1,0	0,50
Sb	0,54	0,560	0,24	0,33	0,35	0,67	2,50	0,68	1,80	2,00	0,94	21,00	2,40	1,40	2,0
Bi	0,09	0,10	0,07	0,13	0,09	0,35	0,28	0,18	-	0,31	0,25	5,40	0,30	0,09	0,11

Примечание. 1, 2 — мончикиты, 3–6 — оливиновые кампто-спессартиты, 7–15 — спессартиты.

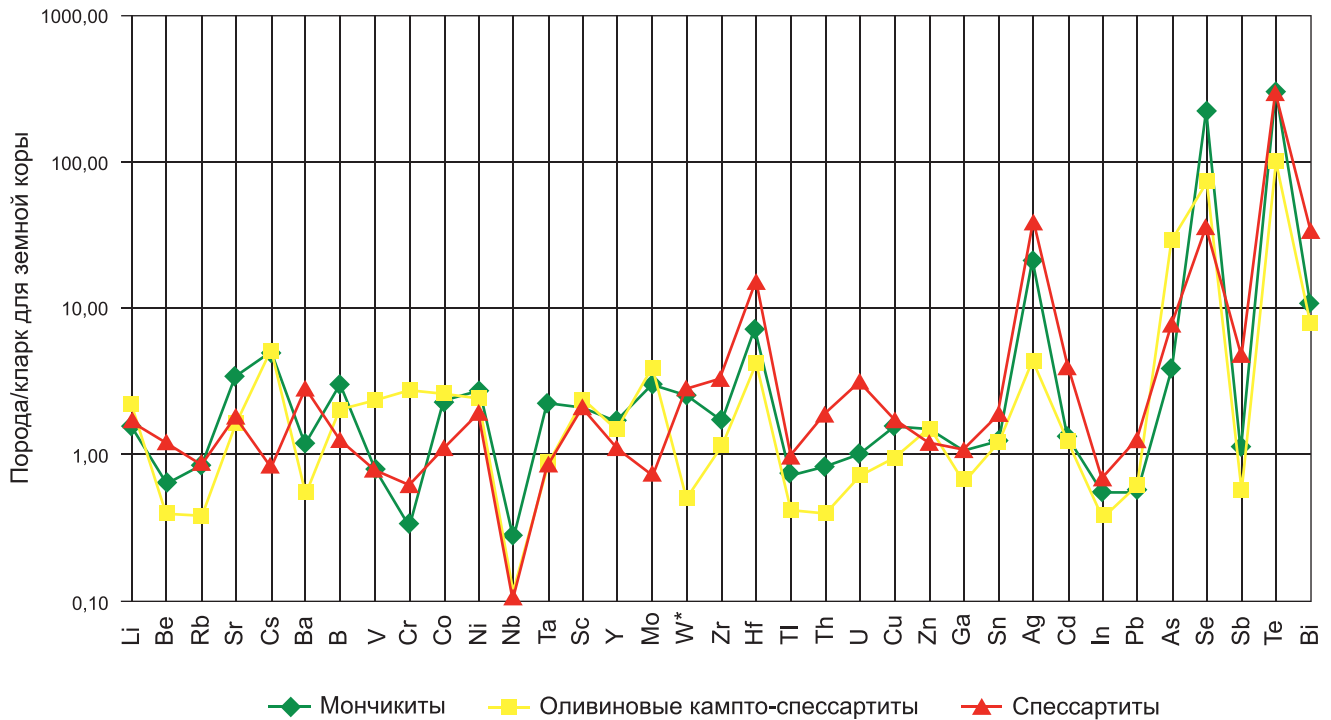


Рис.7. Спектр распределения элементов-примесей в известково-щелочных и щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона

с отношением Th/U в среднем 5,25–3,09–2,56 соответственно. Сумма РЗЭ в мончикитах близка кларку (311,0 г/т), что свидетельствует о насыщенности РЗЭ в минералах носителей. По количеству малых и петрогенных элементов лампрофиры можно охарактеризовать как имеющие общую геохимическую специализацию на U, Th, W, Cs, Ag, Hf, Se, Te и редкоземельные металлы.

Геохимические особенности выражаются в значительном присутствии сидерофильных элементов примесей — хрома, никеля, кобальта и высоком значении величин Ni/Co и Cr/Ni (табл. 6). Как известно [Higazy, 1954], расплавы, возникающие в ходе кристаллизационный дифференциации первичных магм, имеют более низкие величины Ni/Co отношения по сравнению с первичными выплавками [Когарко, 1973]. В мончикитах Ni/Co отношения соответствуют 3,86, оливиновых кампто-спессартитах — 2,91, спессартитах — 5,03. Значения Ni/Co отношения более двух свидетельствуют о том, что дайки лампрофиров возникли в результате дифференциации щелочно-базальтовой магмы в глубинных мантийных очагах. Аналогичное поведение сидерофильных элементов Ni, Cr и Co с некоторой долей условности удовлетворяет механизму кристаллизационной дифференциации. Действительно, максимальные содержания Ni и Co отмечаются в более основных лампрофирах. Следуют отметить, что широкое колебание содержания элементов-примесей объясняется ассимиляцией первично мантийной магмы с коровым материалами.

Величина La/Ta отношения в мончикитах и оливиновых кампто-спессартитах находится в пределах 12,00–15,21 и в спессартитах 3,0–12,0, что свой-

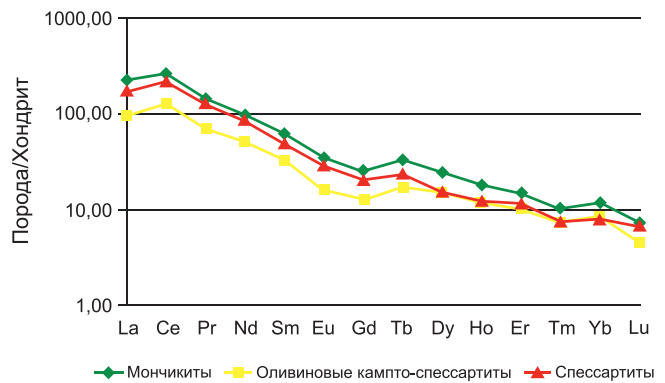


Рис. 8. Спектр распределения РЗЭ в известково-щелочных и щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона

ственно для континентальных внутриплитных обстановок [Rock, 1986; Scarrow et al., 2011]. На спайдер-диаграмме РЗЭ нормализованных к хондриту отчетливо видна обогащенность мончикитов и оливиновых кампто-спессартитов легкими лантаноидами, что также отображает принадлежность пород к внутриплитному этапу магматизма с отсутствием явно выраженного европиевого минимума (рис. 8). Слабый европиевый минимум, Ni/Co>3 [Когарко, 1973] и оливин+титанавгит+керсутит+псевдолейцитовый и оливин+титанавгит+роговая обманка+биотитовый парагенезис, оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативный состав, свидетельствуют о верхнемантийном и подкоровом происхождении щелочных и субщелочных лампрофиров, соответственно.

Нормализованные хондритом РЗЭ (рис. 8) лампрофиров показывают характерное преобладание легких над тяжелыми лантаноидами, что типично

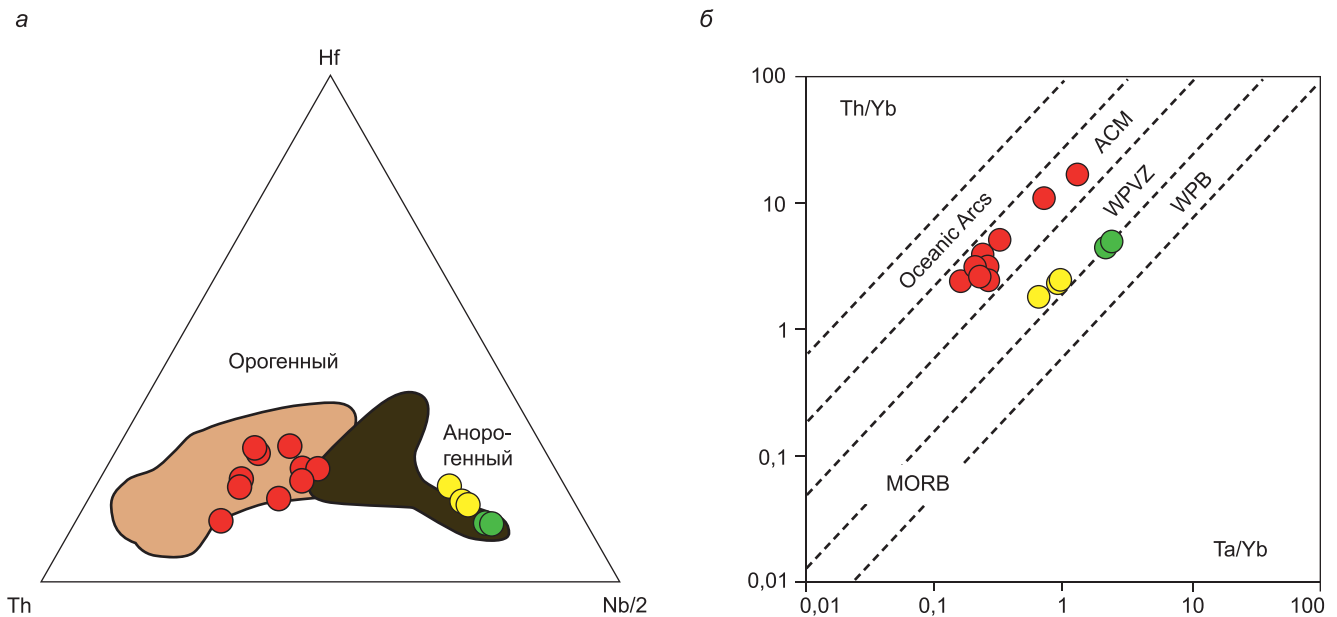


Рис. 9. Геодинамические диаграммы Hf-Th-Nb/2 [Krmíček et al., 2011, 2020], Ta/Yb — Th/Yb [Schandl et al., 2002] для известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона. Поля: а — слева орогенные лампрофиры Богемского массива, справа анорогенные (внутриплитные) лампрофиры Богемского массива; б — Oceanic Arcs — океанические дуги, ACM (Active Continental Margins) — активные континентальные окраины, WPVZ (Within-Plate Vulkanic Zones) внутриплитные вулканические зоны, WPB (Within-Plate Bazalts) внутриплитные базальты, MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) срединно-океанические базальты

для низкой степени частичного плавления мантийного источника и согласуется с данными [Рокк, 1991]. Характеризуется отсутствием отрицательного Eu минимума. Спектр распределения РЗЭ (рис. 8) в известково-щелочных и щелочных лампрофиров Зирабулакского плутона показывает, что мончикиты и спессартиты обогащены более легкими лантаноидами, чем оливиновые кампто-спессартиты, при этом в мончикитах повышенное содержание тяжелых лантаноидов сохраняется, у оливиновых кампто-спессартитах и спессартитах — более низкое и совмещаются кривые.

**Обсуждение результатов.** Дайки лампрофиров, представленные спессартитами, относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией (возрождением) орогенных мантийно-коровых очагов щелочно-базальтоидных магм. Отличительные черты химического состава пород, породообразующих фемических и салических минералов даек основных лампрофиров (мончикиты и кампто-спессартиты) Зирабулакского плутона указывают на формирование лампрофирового расплава из более глубоких уровней верхней мантии. В целом, щелочные лампрофиры (мончикиты и кампто-спессартиты) являются самими молодыми образованиями внутриплитного (анорогенного) магматизма, что подтверждается геодинамическими построениями (рис. 8).

На геодинамических диаграммах Hf-Th-Nb/2 [Krmíček et al., 2020] и Ta/Yb — Th/Yb [Schandl et al., 2002] составы пород даек попадают в область развития орогенных (спессартиты) и анорогенных (мончикиты и оливиновые кампто-спессартиты)

пород (рис. 9), что свидетельствует об их различном происхождении.

Внутриплитный магматизм является по своей природе анорогенными и характеризуются по геохимическим и изотопным признакам как произошедшие из мантийных источников. Степень частичного плавления, количество летучих компонентов и природа мантийного материала (обогащение, обеднение, загруженность субдуцированными фрагментами) контролируются плюмовым магматизмом. По этим причинам плюм-производные породы изотопически, гетерогенно и в целом геохимически характеризуются близостью к пологому распределению хондрит-нормализованных REE компонентов. Анорогенный магматизм также характерен для внедрения лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных малых интрузий [Турченко, 2021]. Эти локальные проявления пород известны как обладатели изотопных (He, Os, Sr, Nd, Pb, O) признаков плюмового магматизма [Bell, 2001].

Внутриплитный магматизм, сопровождающий плюмы, прямо или косвенно производит широкий круг рудных месторождений, которые образуются в магматических камерах или дайкообразных корнях. Магмато-гидротермальные рудные системы в постколлизийных геодинамических обстановках формируются гипабиссальными интрузивными комплексами, такими как гранитоиды поздних фаз, дайки, в том числе лампрофиры создают тепловые поля, способствующие циркуляции флюидов и гидротермальных растворов, образуя жильные месторождения W-Sn, Cu-Au-U, Pb-Zn и РЗЭ [Сафонов, 2015].

**Выводы.** Среди плутонических даек Зирабулакских гор впервые обнаружены щелочные лампрофиры-мончикиты и оливиновые кампто-спессартиты. Они являются оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативными и относятся к южно-тяньшаньскому ( $T_{2-3}jut$ ) дайково-диатремовому комплексу. Известково-щелочные лампрофиры (малхит, спессартит, керсантит и др.) и диоритовые порфириды, условно, можно объединить в самостоятельный новый зирабулак-зиаэтдинский диорит-лампрофир-порфировый ( $P_2-T_{1zz}$ ) комплекс. Слабый европиевый минимум,  $Ni/Co > 3$  и оливин+титанавгит+керсутит+псевдолейцитовый и оливин+титанавгит+роговая обманка+биотитовый парагенезис, оливин-нефелин и гиперстен-корунд нормативный состав, свидетельствуют о верхнемантийном и подкоровом происхождении щелочных и субщелочных лампрофиров, соответственно. Лампрофиры, являясь внутриплитными (анорогенный) производными мантийных плюмов, очень близки и в целом геохимически характеризуются близостью по распре-

делению элементов-примесей, пологим распределением хондрит-нормализованных РЗЭ компонентов, что также характерно для внедрения лампроитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных малых интрузий. Рассматриваемые дайки являются внутри- и послерудными, т. е. их формирование по времени совпадает с постмагматическим гидротермальным процессом, что характерно золоторудным и золото-серебряным рудопроявлениям Койташ, Кокпаташ, Окжетпес, Пистали и др., где в подобных дайках в пределах рудоносной зоны содержание золота достигает 7 г/т и серебра до 8 г/т, что указывает на рудоконтролирующий характер даек и возможную генетическую и/или парагенетическую связь с ними золоторудных и других оруденений.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания геологоразведочных работ Министерством геологии и горнодобывающей промышленности Республики Узбекистан, Проект 1172/8 «Составление Атласа петротипов магматических пород Узбекистана».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 232 с.
- Ахунджанов Р. Генетические типы лампрофиров // Геология и минеральные ресурсы. 2013. № 5. С. 21–25.
- Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Усманов А.И. и др. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 2014. 352 с.
- Баймухамедов Х.Н. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор (Западный Узбекистан) // Записки Узб. отд. всесоюз. мин. общ-ва, 1954. Ташкент, АН УзССР. Вып. 6. С. 33–40.
- Головко А.В., Гадецкий А.Ю. К возрастному и формационному положению южно-тяньшаньского комплекса щелочных габброидов и базальтоидов // Узб. геол. журн. 1991а. № 2. С. 37–40.
- Головко А.В., Гадецкий А.Ю. Мелкие алмазы в щелочных базальтоидах и пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1991б. № 2. С. 72–75.
- Диваев Ф.К. Чагатайский комплекс карбонатитов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журн. 1996. № 6. С. 32–41.
- Иващенко В.И. Первые находки анальцимовых лампрофиров в Карелии // Доклады академии наук. 1999. Т. 364, № 2. С. 219–222.
- Исамухамедов И.М. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент: Фан, 1955. 471 с.
- Ишбаев Х.Д., Утамуродов Э.А., Шукуров А.Х. О щелочных лампрофирах Зирабулакского плутона // Актуальные проблемы геологии Западного Тянь-Шаня: Материалы республиканской научной конференции. Ташкент: НУУЗ, 2023. С. 53–57.
- Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Дайки и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) / Под ред. Р.Ахунджанова; Госкомгеологии РУз; Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Ташкент: Navro'z, 2020а. 206 с.
- Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020б. Т. 20, № 2. С. 231–253.
- Каримова Ф.Б. Лампрофировые дайки Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта // Доклады АН РУз. 2015. № 4. С. 38–42.
- Козарко Л.Н. Отношение  $Ni/Co$  — индикатор мантийного происхождения магмы. Москва, РАН отд. Наук о земле // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.
- Коржинский Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами // Зап. ВМО. 1974. Ч. 103. Вып. 2. С. 173–178.
- Косбергенов К.М. Малые интрузии, дайки гор Каратау и их рудоносность (Южный Нуратау): Автореф. дисс. ... докт. философии (PhD) по геол.-минерал. наукам. Ташкент: ГГИ, 2023. 41 с.
- Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды I международного семинара. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 3–26.
- Мамарозиков У.Д. Внутриплитный магматизм и рудообразование Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Ташкент: Навруз, 2020. 321 с.
- Мамарозиков У.Д., Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Суюндиқова Г.М. Роль контрастных дайковых образований при формировании эндогенных редкометалльных месторождений Восточного Узбекистана: Мат-лы науч. конф. «Рудно-магматические системы орогенных областей». Ташкент, 2010. С. 188–192.
- Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Ванесян Г.А. и др. Террейновое строение Зирабулак-Зиаэтдинских гор // Геология и минеральные ресурсы. 2021. № 6. С. 3–14.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
- Прибавкин С.В., Пушкарёв Е.В. Щелочно-ультраосновной, кимберлитовый, лампроитовый и лампрофировый магматизм Урала (обзор) // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма: Труды международного семинара. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 228–243.
- Сафонов Ю.Г. Рудогенерирующие флюидно-магматические системы рудных гигантов благородных и цветных

металлов в провинциях — область проявления плюмового магматизма: Мат-лы межд. конф. «Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли». Иркутск: СО РАН, 2015. С. 83–84.

Свириденко А.Ф. О щелочных лампрофирах в Западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР. Узб. геол. журн, 1958. № 5. С. 21–26.

Свириденко А.Ф. Зирабулак — Заэтинские горы // Петрография Узбекистана. Ташкент, 1965. Т. II. С. 67–87.

Турченко С.И. Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующихся с ними тектономагматических структур // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 102–109.

Уразаев В.М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор // Зап. узб. Отд. ВМО, изд. Акад. наук Узб., 1954. Вып. 6. С. 41–43.

Утамуродов Э.А. Плутонические дайки гор Зирабулак (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс. ... докт. философии (PhD) геол.-минер. наук. Ташкент: ГГИ, 2024. 40 с.

Ушаков В.Н., Дерюгин Е.К., Ильин С.И. Зональные комплексы и петрогеохимические особенности даек как индикаторы скрытых вольфрамоносных гранитоидных куполов // Зап. узб. отд. ВМО. Вып. 42. Ташкент: Фан, 1989. С. 146–150.

Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Под ред. Э.П. Исоха. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.

Хамрабаев И.Х., Исамухамедов И.М., Раджабов Ф.Ш. и др. Петрография Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. Кн. I. 448 с.; Кн. II. 660 с.

Хамраев А.Х. Петролого-геохимические особенности базитовых даек и нефелиновых сиенитов гор Кульджуктау (Центральные Кызылкумы): Автореф. дисс. ... докт. филос. (PhD) по геолого-минералогическим наукам. Ташкент: ГГИ, 2024. 46 с.

Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

Bell K. Carbonatites: relationship to mantle plume activity // Geological Society of America Special Paper. 2001. Vol. 352. P. 267–290.

Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultra potassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrographic models // Earth Science Reviews. 1987. Vol. 24. P. 81–134.

Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite-ilmenite series 30 years after // GSA Spec. 2004. Paper 389. P. 23–33.

Krmíček L., Cempírek J., Havlín A., et al. Mineralogy and petrogenesis of Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion // Lithos. 2011. Vol. 121. 74–86.

Krmíček L., Romer R.L., Timmerman M.J., et al. 2020. Long-lasting (65 Ma) regionally contrasting late- to post-orogenic Variscan mantle-derived potassic magmatism in the Bohemian Massif // J. Petrol. Vol. 61, 7.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Woolley A.R. The construction of the total alkali-silica chemical classification of volcanic rocks // Mineralogy and Petrology. 1992. № 46. P. 1–22. doi:10.1007/BF01160698.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 1989. P. 193.

Mitchell R.H. The lamprophyre facies // Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 51, 1 2–4. P. 137–146.

Rock N.M.S. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd., Glasgow and London, Blackie, Glasgow, 1991. 285 p.

Scarraw J.H., Molina J.F., Bea F., et al. Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone // Tectonics. 2011. 30. TC4007. P. 1–22.

Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. Vol. 97. P. 629–642.

Soloviev S.G., Kryazhev S.G. Tungsten mineralization in the Tien Shan Gold Belt: Geology, petrology, fluid inclusion, and stable isotope study of the Ingichke reduced tungsten skarn deposit, western Uzbekistan // Ore Geology Reviews. 2018. Vol. 101. P. 700–724.

Spišiák J., Vetráková L., Chew D., et al. Petrology and dating of the permian lamprophyres from the Malá Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) // Geologica Carpathica, October 2018. Vol. 69. № 5. P. 453–466. doi: 10.1515/geoca-2018-0026.

Štemprok M., Seifert Th. An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // Mineralogia (Mineralogical society of Poland polskie towarzystwo mineralogiczne). 2011. Vol. 42. № 2–3. P. 121–162.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // J. Petrology. 2005. Vol. 46. Issue 9. P. 1893–1900.

Ulrych J., Pivec E., Žák K., et al. Alkaline and ultramafic carbonate lamprophyres in Central Bohemian Carboniferous basins, Czech Republic // Mineral. Petrol. 1993. Vol. 48. P. 65–81.

Woolley A.R., Bergman S., Edgar A.D., et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites' and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // The Canadian Mineralogist. 1996. Vol. 34. P. 175–186.

Zel I., Abdurakhimov B., Kichanov S., et al. Neutron Tomography Studies of Two Lamprophyre Dike Samples: 3D Data Analysis for the Characterization of Rock Fabric // J. Imaging. 2022. Vol. 8. P. 80. <https://doi.org/10.3390/jimaging8030080>

Статья поступила в редакцию 05.11.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 550.8.052

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-125-133

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО МАТЕРИАЛАМ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИЙ TTR-21 И TTR-23

Анастасия Константиновна Симонова<sup>1</sup>✉, Анастасия Сергеевна Пирогова<sup>2</sup>, Григорий Георгиевич Ахманов<sup>3</sup>, Михаил Юрьевич Токарев<sup>4</sup>, Александр Евменьевич Рыбалко<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a\_simonova01@mail.ru ✉

<sup>2</sup> ООО «Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова», Москва, Россия; anastasya.pir@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3619-7656>

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; akhmanov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8884-2629>

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mjtokarev@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8630-6083>

<sup>5</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; alek-rybalko@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2871-5177>

**Аннотация.** В ходе двух экспедиций международной научно-образовательной программы «Обучение через исследования» (Training-through-Research) TTR-21 и TTR-23, проведенных на научно-исследовательском судне «Академик Борис Петров» в 2022 и 2024 гг. при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ, были получены новые данные о строении четвертичных отложений в северной части Карского моря, зафиксированы признаки распространения ледникового покрова поздневалдайского (сартанского) времени. С использованием данных комплекса геофизических методов, включавшего акустическое профилирование и сейсморазведку сверхвысокого и высокого разрешения по методике общей глубинной точки, выполнен сейсмостратиграфический анализ разрезов, полученных на полигоне детальных исследований «Kasania». Выявлено распространение и проанализирована морфология вытянутых моренных гряд отступления ледника в Центральном-Карском желобе и на примыкающем к нему южном склоне Центрально-Карской возвышенности. Сделан вывод о существовании ледникового центра (купола) на Центрально-Карской возвышенности в поздневалдайское (сартанское) время в виде изолированного ледника или части крупного Евразийского покровного ледникового щита.

**Ключевые слова:** Карское море, сартанское оледенение, акустическое профилирование, сейсморазведка сверхвысокого разрешения, сейсмическая интерпретация, морены де Гира

**Для цитирования:** Симонова А.К., Пирогова А.С., Ахманов Г.Г., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е. Особенности распространения ледниковых отложений на южном склоне Центрально-Карской возвышенности по материалам высокоразрешающего сейсмического профилирования: результаты экспедиций TTR-21 и TTR-23 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 125–134.

## DISTRIBUTION PATTERNS OF GLACIAL DEPOSITS ON THE SOUTHERN SLOPE OF THE CENTRAL KARA UPLIFT BASED ON HIGH-RESOLUTION SEISMIC PROFILING: RESULTS OF THE TTR-21 AND TTR-23 EXPEDITIONS

Anastasiya K. Simonova<sup>1</sup>✉, Anastasiya S. Pirogova<sup>2</sup>, Grigoriy G. Akhmanov<sup>3</sup>, Mikhail Yu. Tokarev<sup>4</sup>, Aleksander E. Rybalko<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a\_simonova01@mail.ru ✉

<sup>2</sup> LLC “Center for Seismic Data Analysis, Lomonosov Moscow State University”, Moscow, Russia; anastasya.pir@gmail.com

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; akhmanov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8884-2629>

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mjtokarev@gmail.com

<sup>5</sup> Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia; alek-rybalko@yandex.ru

**Abstract.** During two expeditions of the international scientific and educational program “Training-through-Research,” TTR-21 and TTR-23, conducted on the research vessel “Akademik Boris Petrov” in 2022 and 2024 with the support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, new data were obtained on Quaternary section in the northern Kara Sea. Evident ice marginal landforms of Late Weichselian (Sartanian) ice-sheet were recorded. Using data from a combination of geophysical methods, including acoustic profiling and ultra-high-resolution and high-resolution seismic survey with the common depth point technique, as well as multibeam echo sounding data, a seismic stratigraphic analysis was carried out for sections obtained on the “Kasania” area. The distribution and morphology of elongated moraine ridges of glacier retreat in the Central Kara Trough and on the adjacent southern

slope of the Central Kara Rise were identified and analyzed. It is concluded that a ice dome existed on the Central Kara Rise during the Late Weichselian (Sartanian) time, either as an isolated glacier or part of a larger Eurasian ice sheet.

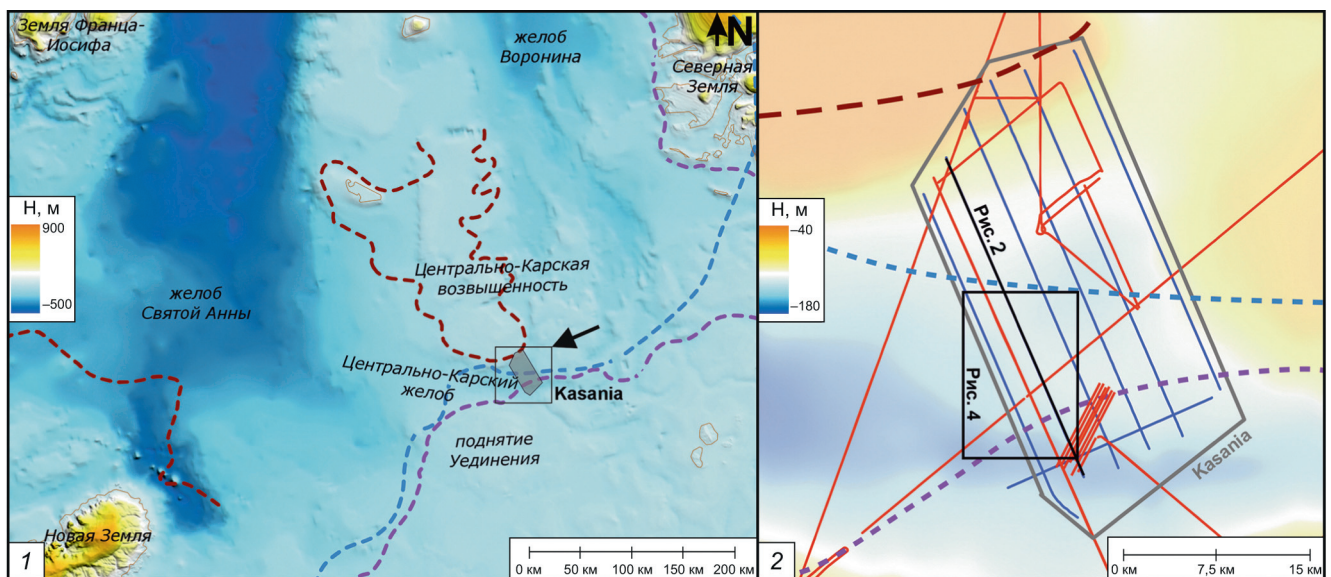
**Keywords:** Kara Sea, Late Weichselian glaciation, acoustic profiling, ultra-high-resolution seismic reflection, seismic interpretation, de Geer moraines

**For citation:** Simonova A.K., Pirogova A.S., Akhmanov G.G., Tokarev M.Yu., Rybalko A.E. Distribution patterns of glacial deposits on the southern slope of the Central Kara Uplift based on high-resolution seismic profiling: results of the TTR-21 and TTR-23 expeditions. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 125–134. (In Russ.).

**Введение.** Масштабу и истории неоплейстоценовых оледенений в северной части Карского шельфа посвящен ряд исследований [Гайнанов и др., 2005; Polyak et al., 2008; Dittmers et al., 2008; Гусев и др., 2012с; Рыбалко и др., 2022; Аксенов и др., 2023]. Тем не менее, многие вопросы остаются пока нерешенными, главным образом, из-за ограниченного объема геологических и геофизических данных. Странники развития обширного покровного позднелевдайдского (сартанского) оледенения [Svendsen et al., 2004; Patton et al., 2015; Hughes et al., 2016] предлагают различные варианты реконструкций северо-восточной границы Евразийского ледникового щита, исходя из имеющегося у них материала и подходов к его интерпретации (рис. 1). В этих работах, опирающихся на анализ геологических, геоморфологических и геофизических данных, изучение кернов, датирование отложений и численное моделирование, контуры последнего оледенения существенно разнятся, иногда на десятки километров. Составители комплекта карт листа Т-41-44 Гостеолкарты-1000 [Костин, 2006] совсем не предполагают развития покровного оледенения на севере Карского шельфа в позднем валдае, указывая на возможное

существование лишь изолированных ледниковых массивов на отдельных крупных возвышенностях, включая Центрально-Карское поднятие [Васильев и др., 2013].

В ходе экспедиции ТТR-21 (2022) научно-образовательной программы «Обучение через исследование (Training-through-Research)» на севере Карского шельфа были выполнены комплексные геолого-геофизические работы по картированию рельефа дна и изучению четвертичных отложений в пределах нескольких полигонов детальных исследований [Токарев и др., 2022]. Были обнаружены и описаны многочисленные формы ледниковой и флювиогляциальной природы, соотносимые с позднелевдайдским оледенением (морская изотопная стадия 2, МИС-2) [Аксенов и др., 2023; Рыбалко и др., 2022], выявлены следы палео-ледниковых потоков, двигавшихся с Центрально-Карской возвышенности к ее южному склону. В экспедиции ТТR-23, проходившей с 7 августа по 15 сентября 2024 г., детальные исследования верхнелевдайдских отложений с целью более точного определения границ оледенения были продолжены с применением комплекса геолого-геофизических дистанционных и прямых



Граница максимума последнего оледенения по:

- [Hughes et al, 2016]
- [Patton et al, 2015]
- [Васильев и др., 2013]

Профили сейсмоакустической съемки:

- Экспедиции ТТR-21 (2022 г.)
- Экспедиции ТТR-23 (2024 г.)

Рис. 1. Расположение полигона детальных исследований «Kasania» в северной части Карского шельфа (1). Батиметрическая основа — цифровая батиметрическая модель ИВСаО (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean [Jakobsson et al., 2012]) с разрешением 500 м. Полигон детальных исследований «Kasania» с нанесенными линиями сейсмоакустической съемки (2)

методов. Полученные материалы выявили сложное строение верхней части осадочного разреза Северо-Карского шельфа, широкую литологическую и генетическую неоднородность слагающих его отложений.

В статье описываются сейсмокомплексы, выделенные на основе полученных в экспедициях TTR-21 и TTR-23 сейсмоакустических данных, которые отражают смену обстановок осадконакопления в регионе в течение завершающего этапа последнего оледенения и последующего перехода к морской седиментации. Также, новый материал позволил более уверенно утверждать распространение моренных отложений в изучаемой части южного склона Центрально-Карского поднятия и предположить их поздневалдайский возраст.

**Район исследования.** Одним из участков детальных исследований, выполненных в экспедициях TTR-21 и TTR-23 с целью изучения позднечетвертичной истории региона, стал полигон, получивший название «Kasania». Он расположен на южном склоне Центрально-Карской возвышенности и включает в себя участок Центрально-Карского желоба (рис. 1). Глубины воды изменяются от 42 м на севере до 198 м на юге полигона.

Общее, но самое систематизированное, представление о строении четвертичного разреза рассматриваемого участка Северо-Карского шельфа можно получить из комплекта карт листа Т-41-44 Гостеолкарты-1000 [Васильев и др., 2013]. Самыми древними отложениями четвертичной системы, согласно карте четвертичных образований, выступают морские и ледниково-морские нижне-среднеплейстоценовые образования ( $m_{gmI-II}$ ), ограниченно распространенные на локальных участках в границах Центрально-Карской возвышенности. Они перекрываются верхнеплейстоценовым комплексом, представленным практически сплошным покровом в пределах изучаемого района. Как упоминалось выше, авторы Гостеолкарты-1000 [Васильев и др., 2013] считают, что в границах Центрально-Карской возвышенности валдайский ледник был автономным, маломощным, вероятнее всего, неподвижным или малоподвижным, и им не могли быть сформированы моренные отложения значительной толщины. Поэтому в составе верхнеплейстоценового комплекса Васильев с соавторами [2013] выделяют только морские нефелоидные отложения с участием ледовой транспортировки ( $m_{gIII}$ ), образующие покровно-облекающие и плащеобразные формы. Выше залегают нерасчлененные верхнеплейстоценовые — современные отложения разного генезиса — ледниково-морские ( $gm_{III_4-N}$ ), гляциогенные-морские ( $G, m_{III_4-N}$ ) и ледниково-морские и морские ( $gm, m_{III_4-N}$ ). В составе голоценового комплекса выделяют также морские флювиальные-декливиальные отложения ( $mf, mdH$ ), широко распространенные на склонах Центрально-Карской возвышенности [Васильев и др., 2013].

По ранее опубликованным данным экспедиции TTR-21 южнее полигона «Kasania» отмечаются характерные гляциальные формы современного рельефа и широкое развитие ледниково-морских образований [Аксенов и др., 2023]. Мы предполагаем значительное и даже определяющее влияние поздневалдайского оледенения на формирование верхнеплейстоценовых отложений района южного подножья Центрально-Карского поднятия и Центрально-Карского желоба. Мощность голоценовых морских отложений увеличивается с глубиной моря.

**Методы.** В пределах полигона «Kasania» был выполнен комплекс геофизических исследований, включавший работы на профилях и полигонах. Проведена сейсморазведка сверхвысокого разрешения по методу общей глубинной точки (ССВР МОГТ) общим объемом 595 погонных км, при выполнении которой совместно осуществлялось акустическое профилирование (АПР) общей протяженностью 762 погонных км.

Акустическое профилирование производилось с применением параметрического профилографа Parasound P70 производства компании Teledyne RESON Inc. (США), встроенного в блистер НИС «Академик Борис Петров». Параметрические частоты, выбранные для работы профилографа, составляли 4 кГц (низкая вспомогательная частота), 22 кГц (основная высокая частота) и 44 кГц (высокая вспомогательная частота). Глубинность акустического профилирования составляла 5–30 м от поверхности дна при вертикальной разрешающей способности 0,1–1 м на нижней рабочей частоте.

В работе использовались материалы сейсморазведки, полученные в различных рейсах, при этом в рейсе TTR-21 исследования проводились с использованием источника с центральной частотой около 220 Гц, соответствующей сейсморазведке вы-

Таблица 1

**Сводная таблица характеристик аппаратуры для проведения сейсморазведки высокого и сверхвысокого разрешения**

Параметры методики / экспедиция	TTR-21	TTR-23
Накопитель энергии	MultiJack-5000HP6.0	SPES-1000
Сеймостанция	Spectra-Geo 24-разрядная	SplitMultiSeis Station 24-разрядная
Пьезокоса, кол-во-каналов (одиночных гидрофонов)	16	16
Шаг между каналами, м	2	2
Спаркер, кол-во электродов	58	58
Энергия, кДж	3,5–4	0,66
Центральная частота, Гц	220	500
Заглубление источника, м	1,6	0,75
Длина записи, мс	450, 700, 950	750
Шаг дискретизации, мс	0,0625–0,125	0,064

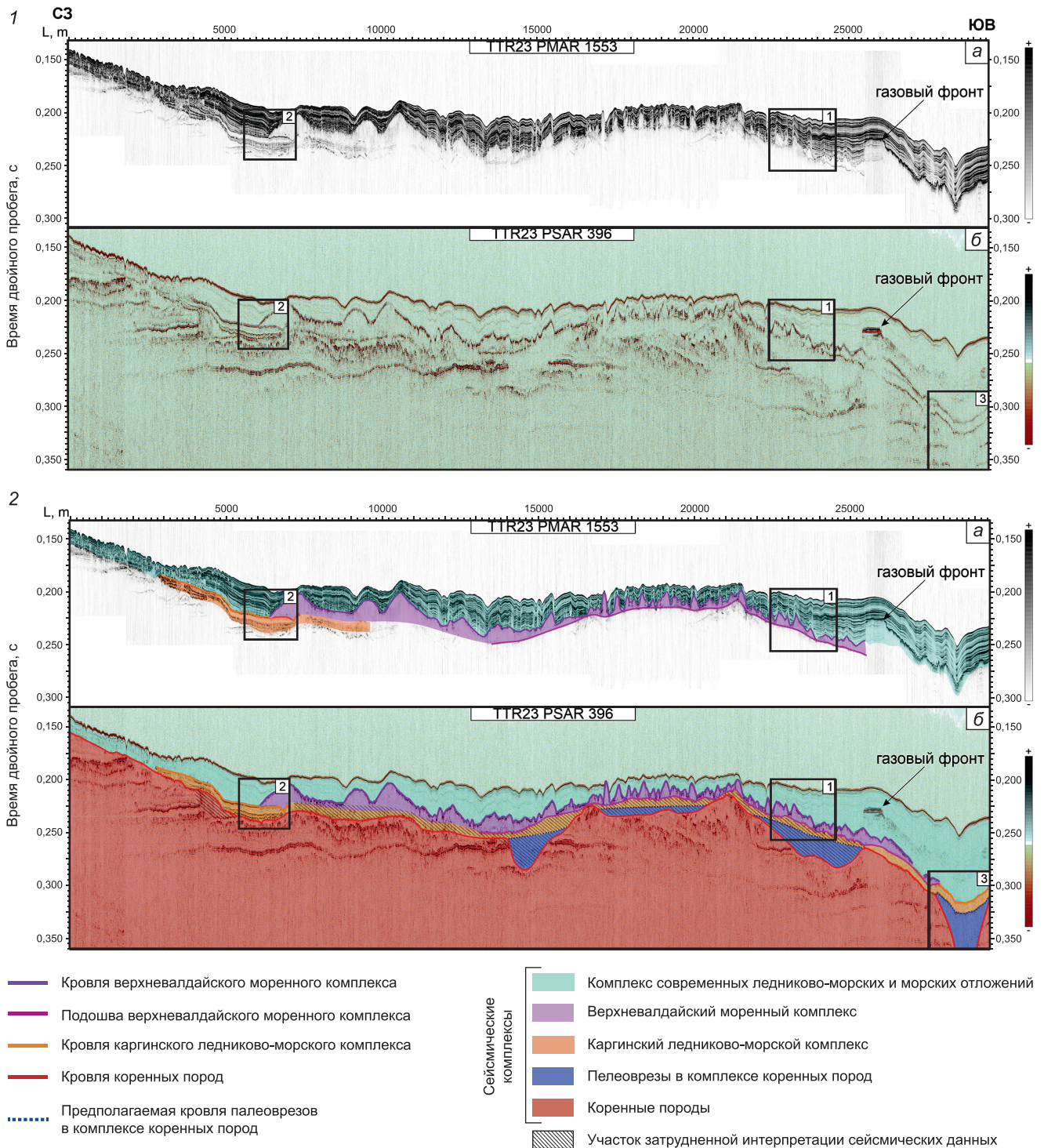


Рис. 2. Профили акустического профилирования (а) и сейморазведки сверхвысокого разрешения (б): 1 — исходные записи без интерпретации; 2 — соответствующие профили с элементами интерпретации. Выделенные фрагменты профилей 1, 2 и 3 приведены на рис. 3

сокого разрешения (СВР), тогда как в рейсе ТТR-23 применялась более высокая центральная частота порядка 500 Гц, характерная для сейморазведки сверхвысокого разрешения (ССВР). Характеристики специализированного оборудования приведены в табл. 1. Система наблюдений основывалась на классической схеме МОГТ и включала одну пьезокосу и один источник. Шаг между приемниками 2 м, длина пьезокосы — 30 м.

Интерпретация обработанных материалов сейсмозазведки и акустического профилирования осуществлялась в рамках сейсмостратиграфического анализа. Сейсмические комплексы выделялись по совокупности отражающих горизонтов, объединенных по сходству морфологии и характера залегания отражающих поверхностей и ограниченных выраженными несогласиями. Стратиграфическая привязка выделенных комплексов выполнялась

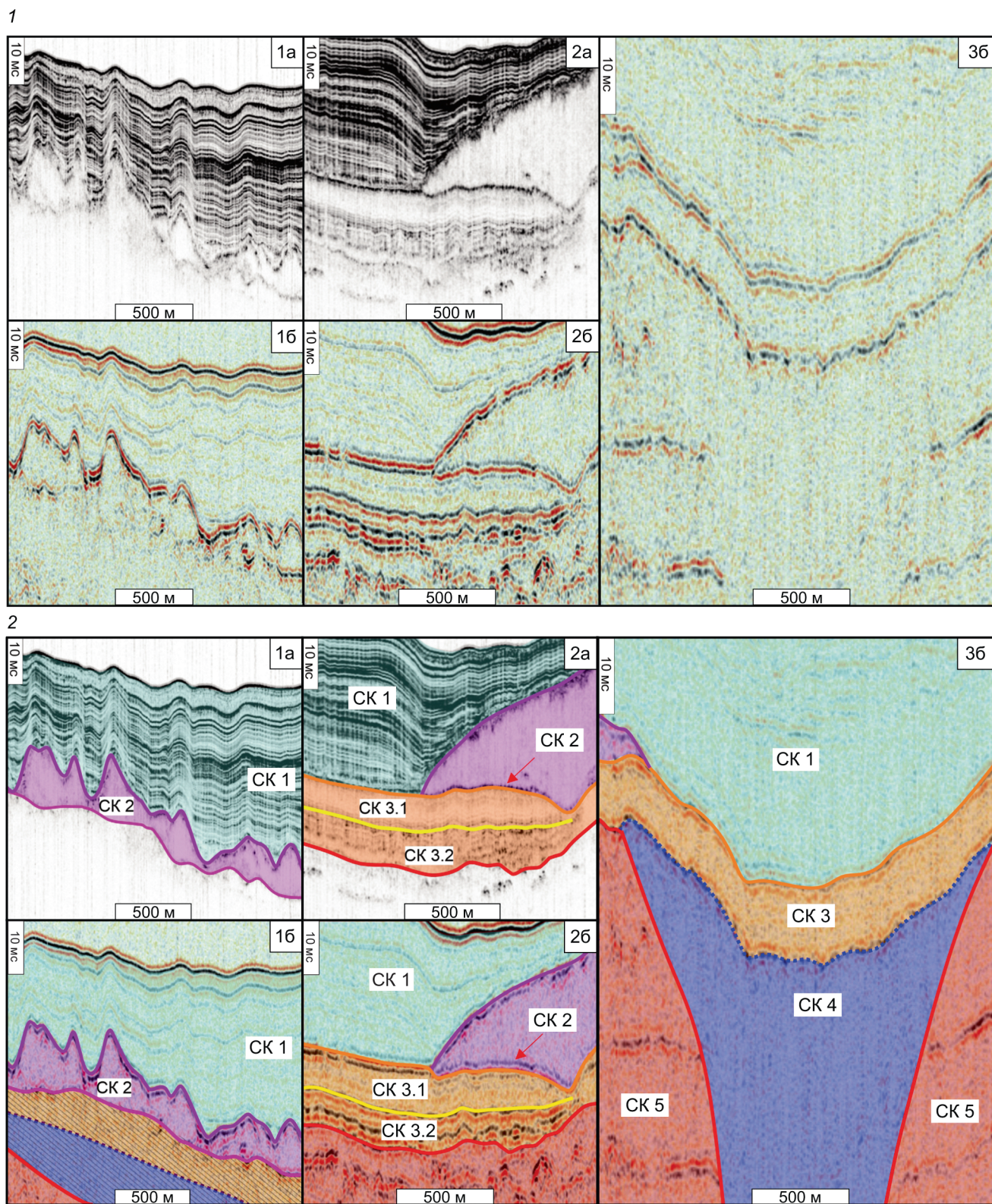


Рис. 3. Фрагменты профиля акустического профилирования (1а, 2а) и сейморазведки сверхвысокого разрешения (16, 26, 36) сейсмических комплексов СК 1–СК 3: 1 — исходные без интерпретации; 2 — соответствующие фрагменты с элементами интерпретации. Красными стрелками показано налегание моренного комплекса (СК 2) на каргинский ледниково-морской (СК 3). Положение фрагментов показано на рис. 2

с опорой на опубликованные сейсмостратиграфические схемы и геолого-геофизические данные, положенные в основу Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 [Васильев и др., 2013].

**Результаты и обсуждение.** В пределах полигона «Kasania» на данных сейморазведки сверхвысокого разрешения и акустического профилирования было выделено пять сейсмических комплексов (СК 1 —

Таблица 2

## Характеристика сейсмических комплексов на полигоне "Kasania"

СК	Характер кровли	Характер подошвы	Волновая картина	Амплитуды отражений	Генезис	Предположительный возраст
СК 1	Морское дно, неровная	Сильно неровная	Пологоволнистая (АПр), прозрачная, местами слоистая (ССВР), слоистая (СВР)	Высокие (АПр и СВР), Низкие (ССВР)	Нерасчлененные ледниково-морские и морские отложения	терминальный поздний неоплейстоцен, четвертая ступень — голоцен (Ш <sub>4</sub> — Н)
СК 2	Сильно неровная	Гладкая (?)	Акустически прозрачная (АПр), хаотическая/ акустически прозрачная (ССВР, СВР)	Низкие (ССВР, СВР, АПр)	Ледниковые отложения	поздний неоплейстоцен, четвертая ступень (Ш <sub>4</sub> )
СК 3.1, 3.2	Гладкая	Гладкая	Субгоризонтальные оси синфазности	Высокие для СК 3.2, низкие для 3.1	Ледниково-морские отложения	поздний неоплейстоцен, третья ступень (Ш <sub>3</sub> )
СК 4	Гладкая	Сильно неровная	Акустически прозрачная	Низкие (ССВР, СВР)	Выполнение палеоврезов	не моложе позднего неоплейстоцена, третьей ступени (?)
СК 5	Сильно неровная		Субгоризонтальные и наклонные оси синфазности. Участками — зоны потери корреляции	Высокие (ССВР, СВР)	Лагунные и озерно-аллювиальные отложения прибрежно-континентальной равнины [Васильев и др., 2013]	сеноман и древнее [Васильев и др., 2013]

СК 5), иллюстрирующих основные этапы развития региона (рис. 2; 3). Основные характеристики выделенных сейсмических комплексов детально представлены ниже, а кратко — в табл. 2.

**СК 1 — Современные ледниково-морские и морские отложения.** Верхним сейсмическим комплексом является СК 1, характеризующийся на записях акустического профилирования пологоволнистой слоистостью с хорошо выраженными амплитудами отражений. Характерной особенностью комплекса является конформность амплитуд изгибов осей синфазности подошве комплекса на разрезах профилографа при их слабом затухании вверх по разрезу, что, по-видимому, указывает на отсутствие слоистости облекания. Следует обратить внимание на то, что на разрезах сейсморазведки сверхвысокого разрешения, полученных в ТТР-21 с использованием более низкой центральной частоты (220 Гц), акустическая структура СК 1 характеризуется выраженной слоистостью (рис. 4, 2). В то же время на разрезах, полученных в рейсе ТТР-23, с центральной частотой 500 Гц акустическая картина комплекса преимущественно прозрачная, местами слабо волнистая, что отличается от более четко выраженной слоистости, наблюдаемой на данных акустического профилографа. Данные различия обусловлены различиями в частотных диапазонах и вертикальной разрешающей способности используемых методов. Отсутствие выраженной слоистости на более высокочастотной ССВР отражает частотно-зависимый характер взаимодействия сейсмического сигнала со средой.

Комплекс повсеместно распространен в пределах полигона исследований, его общая мощность закономерно увеличивается в понижениях рельефа, что свидетельствует о постледниковом

осадконакоплении в условиях преимущественно гидродинамически спокойного бассейна. Комплекс сложен нерасчлененной песчано-алевро-пелитовой толщей ледниково-морских (в основании комплекса) и морских отложений и охватывает временной интервал с самого конца позднего неоплейстоцена по настоящее время. Слоистый облик толщи, вероятно, отражает вариации в объемах поступления терригенного материала в бассейн седиментации в течение голоцена.

**СК 2 — Верхневалдайский (сартанский) моренный комплекс.** По акустически прозрачной волновой картине и высокоамплитудной отражающей кровле выделяется СК 2. Характеристики комплекса на сейсмических разрезах позволяют считать, что комплекс представлен ледниковым тиллом (моренной). В нижней части комплекса на отдельных разрезах прослеживается протяженная ось синфазности, которая, вероятно, соответствует подошве СК 2 и на рисунках выделена розовой границей. Кроме того, внутри комплекса отмечаются локальные высокоамплитудные обрывки осей синфазности, что может указывать на присутствие включений грубообломочного (валунного) материала, размеры которого соизмеримы с длиной волны и приводят к формированию дифрагированных волн. Положение этого комплекса в разрезе указывает на поздневалдайский (сартанский) возраст. Для моренных отложений СК 2 характерны резкие вариации мощности в пределах исследуемого района. Кровля комплекса нерегулярно и амплитудно ундулирует. У подножья Центрально-Карской возвышенности наблюдаются крупные моренные тела, сменяющиеся на профиле по направлению к Центрально-Карскому желобу многочисленными мелкими формами с более крутыми склонами (рис. 2). Вероятно, такой холмистый

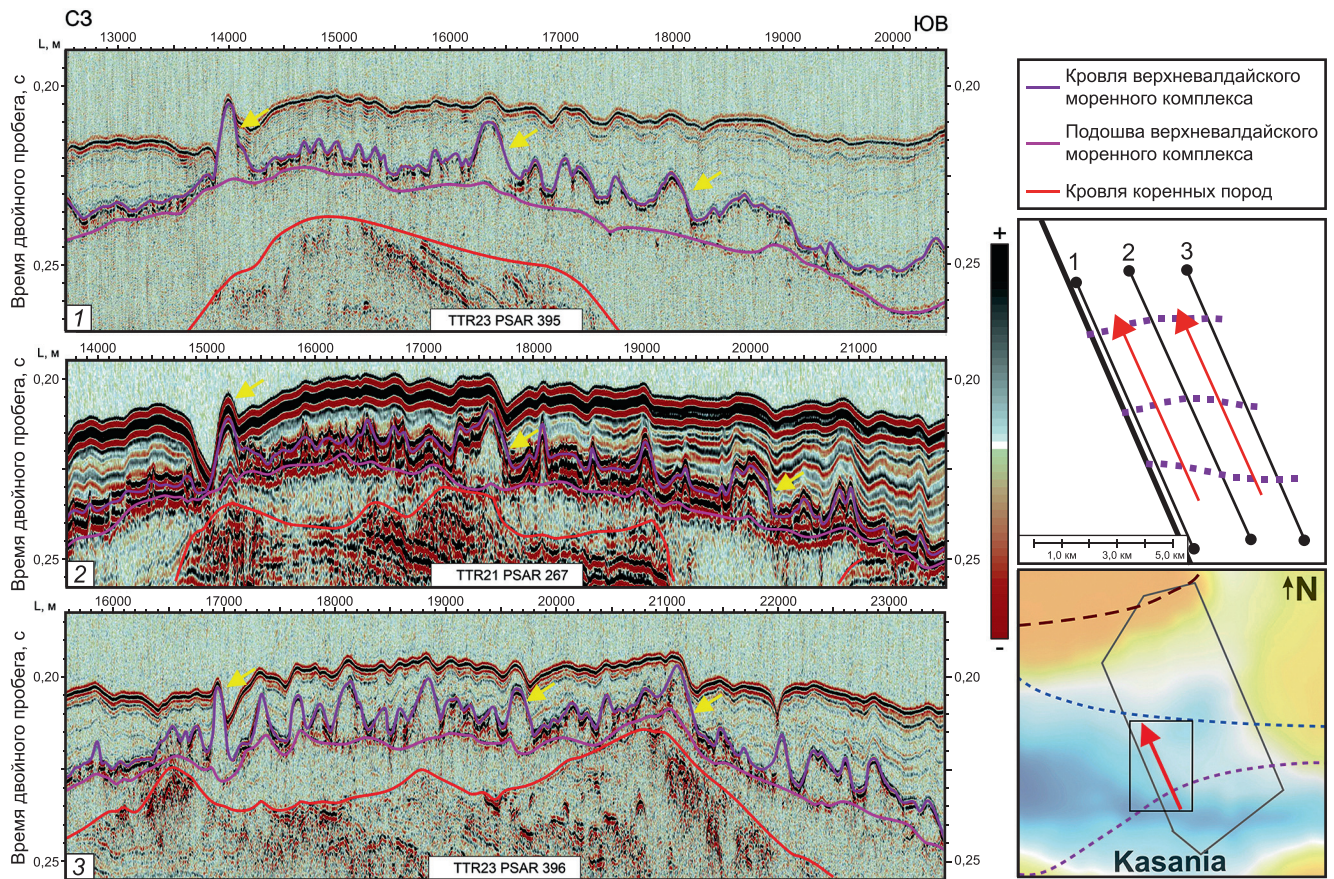


Рис. 4. Серия сейсмоакустических разрезов с выделенными моренными телами (показаны желтыми стрелками), предположительно являющимися протяженными параллельными грядами (пунктирная фиолетовая линия указывает на их вероятное простирание). Красными стрелками на врезках показано вероятное отступление фронта ледникового щита

палео-рельеф возник в результате неравномерного накопления моренного материала и ледниковой экзарации при надвигании льдов на ледниковые отложения. Высота холмов, отмечаемых на разрезах — до 25 м (рис. 4). Отдельные холмы хорошо прослеживаются на параллельных разрезах, сохраняя, в целом, свою морфологию и размеры (рис. 4). Это дает основание утверждать, что рассматриваемые сейсмические профили пересекают систему параллельных палео-гряд, которые, по всей видимости, являются моренными грядами. Мелкие холмы могут быть интерпретированы, как морены де Гира, формировавшиеся в период общего отступления ледника и фиксирующие временные остановки или даже небольшие сезонные продвижения ледникового края. Более крупные тела, вероятно, представляют собой т.н. призмы отлегания (grounding-zone wedge), формирующиеся субаквально при всплывании края ледника в морских условиях [Batchelor, Dowdeswell, 2015]. Подобные ледниковые формы характерны для ближайшего баренцевоморского шельфа [Dowdeswell et al., 2016]. Точное определение генезиса крупных форм требует более детальных исследований, но в любом случае такие формы маркируют периоды относительно длительного стационарного положения края ледника.

**СК 3 — Каргинский ледниково-морской комплекс.** С несогласием залегая на СК 5 и СК 4, на

части площади выделяется комплекс СК 3, волновая картина которого представлена субгоризонтальными отражениями. Налегание моренного комплекса СК 2 на отложения СК 3 четко прослеживается на отдельных участках профилей (рис. 2; 3), где данная граница показана красной стрелкой, что, наряду с характером волновой записи, свидетельствует о более древнем возрасте СК 3 и его формировании в морских условиях до наступления верхневалдайского (сарганского) оледенения.

На части площади можно разделить СК 3 на два подкомплекса (СК 3.1 и СК 3.2). Для СК 3.2 характерны высокоамплитудные отражения, четко прослеживающиеся как на данных АПр, так и на ССВР. Вверх по разрезу волновая картина становится слабоамплитудной и выделяется в СК 3.1. Такая волновая картина может определяться наличием в подошве комплекса плохосортированных и относительно грубозернистых накоплений с большим количеством гравийно-галечного материала, сменяемых вверх по разрезу более тонкими, преимущественно алевро-пелитовыми отложениями с заметно меньшим количеством грубообломочной примеси.

Разрез отражает эволюцию осадконакопления в трансгрессию межледниковья и позволяет предполагать либо смену условий с континентальных на морские, либо уменьшение поступления грубозернистого материала в бассейн седиментации

в морских условиях, например, за счет сокращения количества айсбергов. Фрагментарное проявление СК 3 на сейсмоакустических профилях, вероятно, связано как с частичной эрозией отложений в ходе последующего валдайского оледенения, так и с их слабоконтрастными акустическими свойствами, затрудняющими уверенное прослеживание комплекса на всей площади исследований. Учитывая также стратиграфическую позицию комплекса СК 3 непосредственно под верхневалдайскими (сартанскими) ледниковыми отложениями, можно предположить его ледниково-морской генезис и отнести к каргинскому интерстадиалу.

**СК 4 — Комплекс заполнения палеоврезов.** Сейсмокомплекс 4 (СК 4) отвечает комплексу заполнения палео-врезов, в разной степени выраженных на профилях. Его подошва — это поверхность эрозии коренных пород в комплексе СК 5. Границы врезов четко отмечаются по резким обрывам осей синфазности отражающих горизонтов в СК 5. Волновая картина СК 4 характеризуется акустической прозрачностью и отсутствием выраженных отражений. Состав отложений, слагающих комплекс, по имеющимся данным неопределим. Можно предположить, как существенно тонкозернистое морское выполнение врезов, так и выполнение более грубообломочным и плохосортированным материалом ледниковой природы. В обоих случаях на сейсмических разрезах ожидается отсутствие отражений из-за отсутствия акустически контрастных и протяженных границ. Стратиграфическая позиция позволяет предполагать, что формирование врезов и их выполнение отложениями комплекса СК 4 происходило не позднее ранне-каргинского времени (поздний неоплейстоцен, третья ступень), что сопоставимо с этапом формирования палеодолин и палеодепрессий, установленных в юго-западной части Карского моря [Замотина, 2024].

**СК 5 — Коренные породы мелового возраста.** В нижней части изученного разреза практически повсеместно отмечается угловое несогласие, интерпретируемое как кровля комплекса коренных пород, подстилающего пачки четвертичных отложений. По поверхности несогласия проводится кровля сеймо-стратиграфического комплекса СК 5, представленного на сейсмических разрезах преимущественно субгоризонтальными и высокоамплитудными отражениями. Конфигурация отражений внутри СК 5 соответствует конформному залеганию пластов на большей части изучаемой площади. Однако, на некоторых участках профилей внутри СК 5 фиксируются зоны потери корреляции отражений с характерной хаотической волновой картиной. По всей видимости, это связано с повышенным газонасыщением пород в пределах описанных участков. Верхняя часть комплекса СК 5 очевидно эродирована. Сопоставляя выделенный комплекс с региональными сеймо-стратиграфическими схемами, отложения определены как песчано-алевритно-глинистые, вероятно, слабо-

консолидированные, ранне-сеноманского и более древнего возраста [Васильев и др., 2013].

Полученные геолого-геофизические данные позволяют заключить, что полигон «Kasania» расположен в зоне, которая в позднем неоплейстоцене подвергалась воздействию оледенения, а затем прошла стадии дегляциации. Строение разреза, морфология сейсмокомплексов и особенности волновой картины отражают историю осадконакопления, связанную со сменой ледниковых, ледниково-морских и морских обстановок.

Анализ пространственного распределения моренных форм и морфологии отражающих горизонтов свидетельствует о том, что фронт ледника при таянии смещался в северном направлении на Центрально-Карскую возвышенность. Это направление движения, ориентированное перпендикулярно системе выявленных моренных гряд, указывает на существование в поздневалдайское время на Центрально-Карской возвышенности ледникового купола. Такой купол мог развиваться изолированно и самостоятельно или быть периферийной частью крупного Евразийского ледникового щита.

**Заключение.** В ходе экспедиций TTR-21 и TTR-23 были получены новые данные, позволившие уточнить строение верхней части четвертичного разреза, выявить типичные ледниковые образования и пространственные особенности их распространения у подножья южного склона Центрально-Карской возвышенности и в Центрально-Карском желобе.

Выполнен комплексный анализ сейсмоакустических материалов по полигону детальных исследований «Kasania», выделены пять сейсмических комплексов, отражающих смену условий осадконакопления с переходом в позднем неоплейстоцене — голоцене от ледниковых и ледниково-морских условий к современным морским.

Впервые закартирован фрагмент системы моренных гряд (конечные морены и морены де Гира), сформированных в условиях деградации ледникового щита, реконструировано направление отступления его фронта в ходе дегляциации; установлено, что край ледника отступал на север, освобождая сначала Центрально-Карский желоб, а потом южное подножье Центрально-Карской возвышенности.

Подтверждена гипотеза о существовании ледникового центра (купола) на Центрально-Карской возвышенности в поздневалдайское (сартанское) время; такой купол мог быть изолированным ледником или являться частью крупного Евразийского покровного ледникового щита.

Полученные результаты значимо дополняют существовавшие ранее представления о позднечетвертичной геологической эволюции района.

**Благодарности.** Авторы признательны экипажу и членам научного состава за совместную плодотворную работу на борту научно-исследовательского судна «Академик Борис Петров» в ходе экспедиций TTR-21 и TTR-23.

**Финансирование.** Анализ полученного в экспедициях материала и подготовка рукописи осуществлены в рамках Государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова № АААА-А16-116033010107-1 и по

теме работ Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов А.О., Пирогова А.С., Рыбалко А.Е. Признаки сарганского оледенения южной части Северо-Карского шельфа по данным геофизических исследований в рейсе ТТР-21 // Геофизика. 2023. № 2. С. 21–28.

Васильев В.В., Вискунова К.Г., Кийко О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист Т-41–44 — мыс Желания. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 200 с.

Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 38–44.

Гусев Е.А., Шарин В.В., Дымов В.А. и др. Новые данные о строении верхних горизонтов осадочного чехла северной части Карского шельфа // Разведка и охрана недр. 2012с. № 8. С. 87–90.

Замотина З.С. Особенности строения и происхождения палеодолин и палеодепрессий юго-западной части Карского моря по сейсмическим данным и данным многолучевого эхолотирования: Автореф. канд. дисс. М., 2024.

Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1 000 000. Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45–48 — м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. С. 568.

Костин Д.А., Орго В.В. Карта четвертичных образований. // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Т-41–44 — мыс Желания. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Рыбалко А. Е., Токарев М. Ю., Полудеткина Е. Н. и др. Первые результаты научно-экспедиционных работ в северной части Карского моря по программе Плавучего университета «Обучение через исследование» (ТТР-21) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. № 9. С. 233–240.

Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н. и др. Итоги экспедиции ТТР-21: новые данные о четвертичном седиментогенезе, рельефообразовании и флюидонагрузке в северо-восточной части Карского шельфа // Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022. Труды XI Международной научно-практической конференции, Москва, 24–28 октября 2022 г. Т. IV (IV). Тверь: ПолиПРЕСС, 2022. С. 254–258.

Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins // Marine Geology. 2015. Vol. 363. P. 65–92.

Dittmers K., Niessen F., Stein R. Acoustic facies on the inner Kara Sea shelf: Implications for Late Weichselian to Holocene sediment dynamics // Marine Geology. 2008. Vol. 254(3–4). P. 197–215.

Dowdeswell J. A., Canals M., Jakobsson M., et al. Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient // Geological Society. Vol. 46. London: Memoirs, 2016. P. 333–336.

Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0: IBCAO VERSION 3.0 // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39 (12).

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., et al. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction // DATED-1. Boreas. 2016. Vol. 45. P. 1–45.

Patton H.K., Andreassen L.R., Bjarnadóttir J.A., et al. Geophysical constraints on the dynamics and retreat of the Barents Sea ice sheet as a paleobenchmark for models of marine ice sheet deglaciation. // Rev. Geophys. 2015. Vol. 53. P. 1051–1098.

Polyak L., Niessen F., Gataullin V., Gainanov V. The eastern extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on seismic-reflection data from the eastern Kara Sea // Polar Research. 2008. Vol. 27 (2). P. 162–172.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V., et al. Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. No. 11–13. P. 1229–1271.

Статья поступила в редакцию 25.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 551.24, 550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-134-147

## ОБЛОМОЧНЫЙ ЦИРКОН НИЖНЕМЕЛОВОЙ ЭГИЛЬКНЫВЕЕМСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ПЕРИОД КОЛЛИЗИИ ЧУКОТСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА И ЕВРАЗИИ

Глеб Сергеевич Колотыгин<sup>1</sup>, Альвина Владимировна Чистякова<sup>2</sup>,  
Петр Леонидович Тихомиров<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; k.glebron9@mail.ru

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; alvina.tch@gmail.com

<sup>3</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия; petr\_tikhomirov@mail.ru

**Аннотация.** Представлены первые результаты U-Pb датирования зерен обломочного циркона из песчаников эгилькнывеемской свиты, залегающей в основании вулканогенной Тытыльвеемской впадины постколлизийной природы. Возраст наиболее молодой популяции обломочного циркона составил  $140,7 \pm 2,2$  млн лет. Молодые популяции цирконов (190–130 млн лет) в позднеюрско-раннемеловых песчаниках, предположительно, связаны с активностью субдукционного магматического пояса южной окраины Чукотского микроконтинента.

**Ключевые слова:** Западная Чукотка, обломочный циркон, синколлизийные бассейны, магматизм

**Для цитирования:** Колотыгин Г.С., Чистякова А.В., Тихомиров П.Л. Обломочный циркон нижнемеловой свиты Западной Чукотки и источника сноса терригенного материала в период коллизии Чукотского микроконтинента и Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 134–147.

## DETRITAL ZIRCON OF THE LOWER CRETACEOUS EGILKNYVEEM FORMATION OF WESTERN CHUKOTKA AND PROVENANCE OF TERRIGENOUS MATERIAL DURING THE COLLISION OF THE CHUKOTKA TERRANE AND EURASIA

Gleb S. Kolotygin<sup>1</sup>, Alvina V. Chistyakova<sup>2</sup>, Petr L. Tikhomirov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; k.glebron9@mail.ru

<sup>2</sup> Schmidt Institute of physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia; alvina.tch@gmail.com

<sup>3</sup> Schmidt Institute of physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia; North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute named after N.A. Shilo, Far Eastern Branch of the RAS, Magadan, Russia; petr\_tikhomirov@mail.ru

**Abstract.** The study provides the first results of U-Pb dating of detrital zircons from sandstones of the Egilknyveem suite, which underlies the Tytylveem volcanic depression of a post-collisional nature. The U-Pb age of the youngest population of detrital zircons is  $140.7 \pm 2.2$  Ma. Young zircon populations (190–130 Ma) from the Late Jurassic through Early Cretaceous sandstones are likely related to the activity of the supra-subduction magmatic belt of the southern margin of the Chukotka microcontinent.

**Keywords:** Western Chukotka, detrital zircon, syn-collisional basins, magmatism

**For citation:** Kolotygin G.S., Chistyakova A.V., Tikhomirov P.L. Detrital zircon of the lower cretaceous egilknyveem formation of Western Chukotka and provenance of terrigenous material during the collision of the Chukotka microcontinent and Eurasia. Moscow University Geol. Bull. 2026; 2: 134–147. (In Russ.).

**Введение.** Согласно современным палеотектоническим реконструкциям [Nokleberg et al., 2001; Kuzmichev, 2009; Соколов, 2010; Miller et al., 2017], формирование главных структурных зон мезозойского северо-востока Верхояно-Чукотской складчатой области произошло в раннемеловую эпоху, после коллизии Чукотского микроконтинента (также упоминающегося в публикациях как микроплита Арктическая Аляска — Чукотка [Соколов, 2010; Miller et al., 2017]) с окраиной Евразийского континента. Сближение Чукотского террейна и Евразии привело к закрытию разделявшего их Южно-Аньюского океанического бассейна и формированию одноименной

сутурной зоны [Парфенов, 1984; Соколов и др., 2015; Amato et al., 2015]. Реликты юрско-раннемеловых субдукционных магматических провинций выявлены по обе стороны бывшего Южно-Аньюского океана [Nokleberg et al., 2001; Соколов, 2010; Tikhomirov et al., 2008; Tikhomirov, Gulpa, 2024]. В пределах самой Южно-Аньюской сутурной зоны выявлены реликты энсиматической палеоостроводужной системы позднеюрско-раннемелового возраста [Моисеев и др., 2021].

Принято считать, что закрытие Южно-Аньюского океана произошло до титона [Miller et al., 2008], а процесс коллизии Чукотского микроконтинента

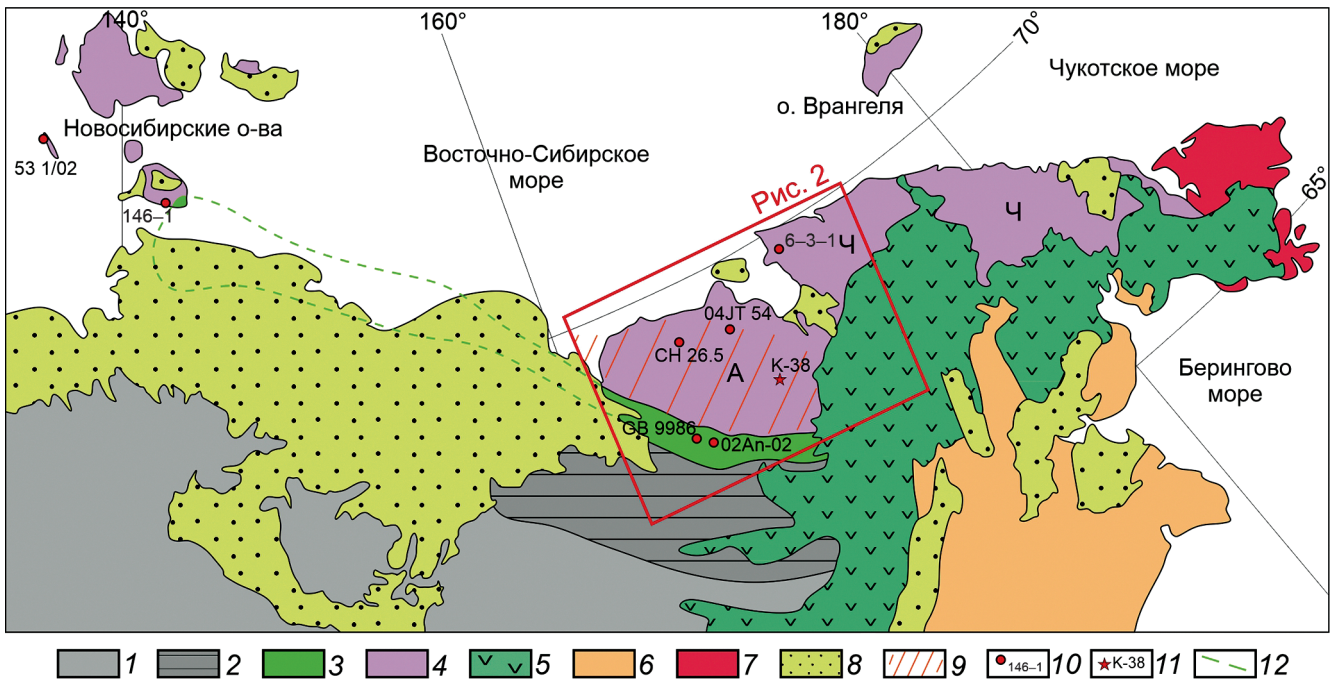


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Евразии, по данным [Геодинамика..., 2006; Варламова и др., 2004; Ватрушкина, 2018; Соколов и др., 2021], упрощено. 1–4 — Верхояно-Чукотская складчатая область: 1 — комплексы «Колымской петли» — тектонический коллаж разнородных террейнов, включающий блоки древней континентальной коры и комплексы различных переходных зон континент-океан, 2 — Олойская складчатая зона, 3 — комплексы Южно-Ануйской сутурной зоны, 4 — комплексы пассивной окраины Чукотского континентального террейна (складчатые зоны: А — Ануйская, Ч — Чаунская); 5 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 6 — Корьякско-Камчатская складчатая область; 7 — Восточно-Чукотское поднятие; 8 — кайнозойский осадочный чехол; 9 — Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс; 10 — точки отбора образцов на детритовые цирконы (данные публикаций); 11 — место отбора пробы К-38 (рис. 3); 12 — предполагаемое продолжение комплексов Южно-Ануйской сутурной зоны под кайнозойским чехлом. Схема геологического строения Западной Чукотки (в прямоугольнике) увеличена на рис. 2

и Евразии продолжался в течение неокома [Бондаренко, 2004; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015] и завершился примерно на рубеже баррема и апта [Amato et al., 2015].

В аптское и раннеальбское время (123–105 млн лет назад) на значительной площади, включающей Ануйскую и Олойскую складчатые зоны, а также район современного архипелага Новосибирских островов и часть северной Якутии, сформировались вулканоплутонические комплексы предположительно постколлизийной природы [Тихомиров и др., 2009, 2017]. Временные и пространственные границы этой провинции продолжают уточняться [Miller et al., 2009; Кара, 2018; Akinin et al., 2020; Tikhomirov et al., 2024] и до настоящего времени окончательно не определены. Северо-восточная часть этой провинции, пространственно соответствующая осевой части Ануйской складчатой зоны (рис. 1), упоминается в публикациях как Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс [Тихомиров и др., 2017; Akinin et al., 2020].

Процесс смены субдукционного магматизма Западной Чукотки постколлизийным изучен слабо. В частности, неизвестно, сопровождалась ли эта смена каким-либо перерывом в магматической активности. Также остается открытым вопрос о палеогеографической обстановке в переходный период. Важным источником сведений, позволяющих добиться про-

гресса в решении указанных вопросов, является изотопная геохронология детритовых цирконов из терригенно-обломочных пород, присутствующих в основании разреза постколлизийных вулканитов. Настоящая публикация подготовлена по результатам первой попытки изучения этих цирконов.

**Краткие сведения о геологическом строении и тектонической истории Западной Чукотки.**

Рассматриваемая территория входит в состав Верхояно-Чукотской складчатой области [Парфенов, 1984] и охватывает несколько крупных тектонических зон (рис. 1; 2): 1) Олойская складчатая зона объединяет преимущественно островодужные террейны палеозойского и мезозойского возраста [Соколов, 2010]; 2) Южно-Ануйская сутурная зона представляет собой коллаж тектонических пластин, сложенных интенсивно дислоцированными терригенными и вулканогенными породами триаса, юры и неокома с телами офиолитовых ультрабазитов [Соколов и др., 2001, 2015]; 3) Ануйская и 4) Чаунская складчатые зоны относятся к пассивной окраине Чукотского микроконтинента [Тучкова, 2011]. Терригенно-обломочные породы позднеюрско-раннемелового возраста, подстилающие постколлизийные вулканиты, имеют наибольшее распространение в пределах Ануйской зоны (рис. 2).

Верхнеюрско-нижнемеловые терригенно-обломочные породы с угловым несогласием перекрывают

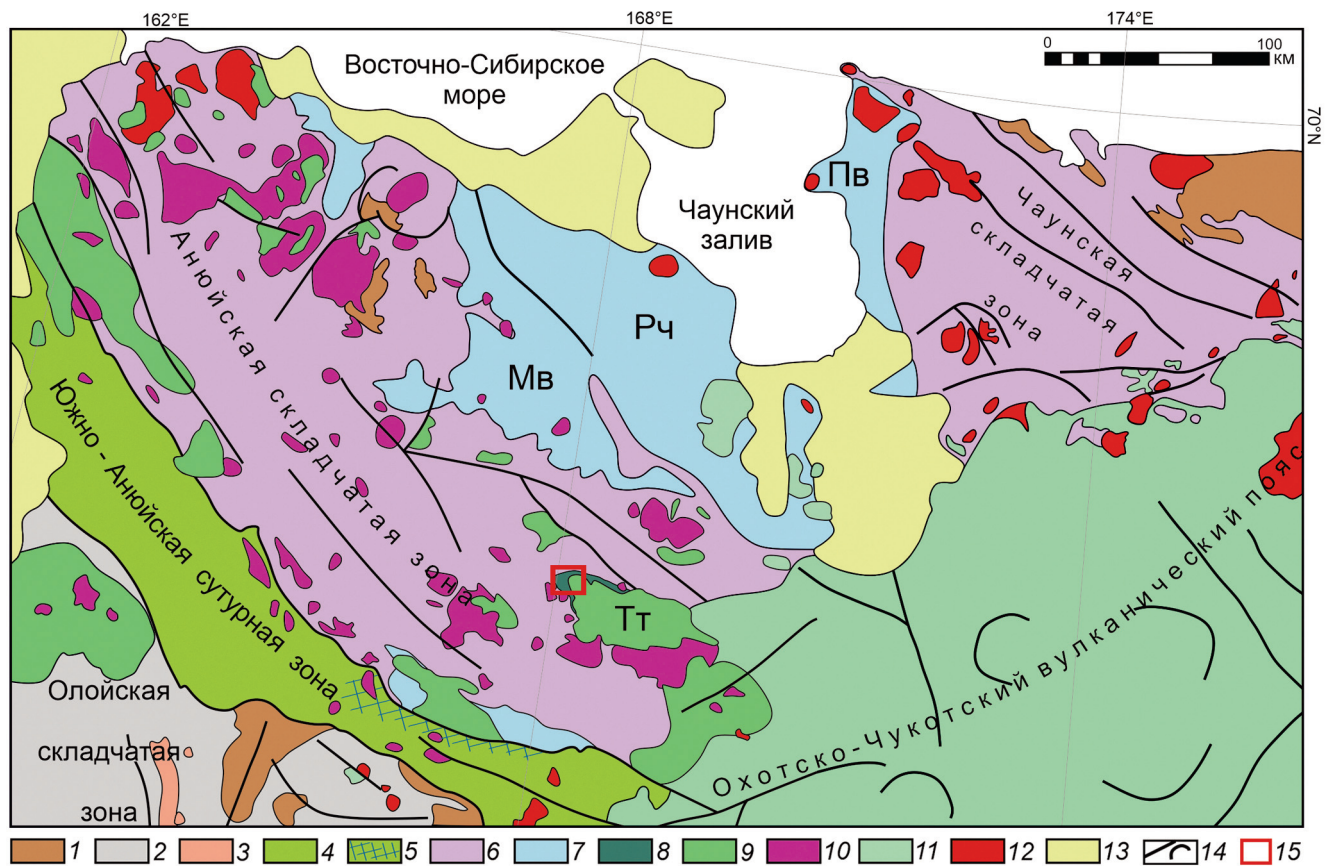


Рис. 2. Схема геологического строения Западной Чукотки, по данным [Варламова и др., 2004; Chitalin et al, 2021; Tikhomirov et al., 2024], упрощено. 1 — терригенные и вулканические породы девона, карбона; 2 — триасово-раннемеловые терригенные и вулканические породы Олойской складчатой зоны; 3 — габбро-сиенитовые плутоны (142–138 млн лет); 4 — комплексы Южно-Ануйской сутурной зоны; 5 — вулканогенно-осадочные породы Кульпольнейского комплекса; 6 — триасовые терригенные отложения пассивной окраины Чукотского континентального террейна; 7 — позднеюрско-раннемеловые преимущественно терригенные синколлизийные осадки; 8 — эгилькнвеевская свита (берриас-готерив); 9, 10 — постколлизийные магматические комплексы (апт-альб, 122–105 млн лет): 9 — вулканические, 10 — плутонические; 11 — комплексы Охотско-Чукотского вулканического пояса (альб-кампан, 106–74 млн лет); 12 — гранитные плутоны; 13 — кайнозойский осадочный чехол; 14 — тектонические нарушения; 15 — участок работ (рис. 3, а). Впадины: Тт — Тытыльвеевская, Мв — Мырговаамская, Рч — Раучуанская, Пв — Певекская

триасовые толщи, выполняя в пределах Ануйской зоны несколько обширных син- и постколлизийных впадин (рис. 2). Литологические особенности верхнеюрско-нижнемеловых отложений указывают на их накопление в различных частях подводных конусов выноса неглубокого морского бассейна [Ватрушкина, 2018], а присутствие в этих отложениях пирокластического материала является одним из главных отличий от триасовых толщ. Примесь вулканогенного материала особенно значительна в волжско-берриасовых отложениях, где на вулканиды нередко приходится свыше 50 % обломков в песчаниках. Источником пирокластического материала считается вулканический пояс андийского типа, сформированный на окраине Чукотского континентального террейна [Ватрушкина, 2018]. Крупный фрагмент этого пояса выявлен на территории Центральной Чукотки, где для серии гранитоидных массивов и фрагментов вулканических полей получены U-Pb оценки возраста в интервале 147–124 млн лет [Tikhomirov et al., 2008; Tikhomirov, Gulpa, 2024].

В пределах территории, показанной на рис. 2, присутствуют гранитоидные плутоны с U-Pb возрастом 148–145 млн лет [Безруков и др., 2020], вероятно, связанные с этим же магматическим поясом.

В Олойской и Ануйской зонах на смятых в складки палеозойских и мезозойских (до готерива включительно) комплексах с несогласием залегают ограниченно распространенные вулканогенные толщи, имеющие преимущественно аптский возраст. Вулканические покровы апта и комагматичные им гранитоидные плутоны Ануйской зоны считаются реликтами глубоко эродированного Тытыльвеевского вулкано-плутонического пояса постколлизийной природы [Akinin, et al., 2020; Tikhomirov, et al., 2024]. Одним из наиболее крупных фрагментов Тытыльвеевского пояса является одноименная впадина (размером примерно 30 × 100 км), расположенная в юго-восточной части Ануйской зоны (рис. 2). Вулканиды Тытыльвеевской впадины (аптская тытыльвеевская свита) местами залегают субгоризонтально, местами смяты в пологие складки северо-западного прости-

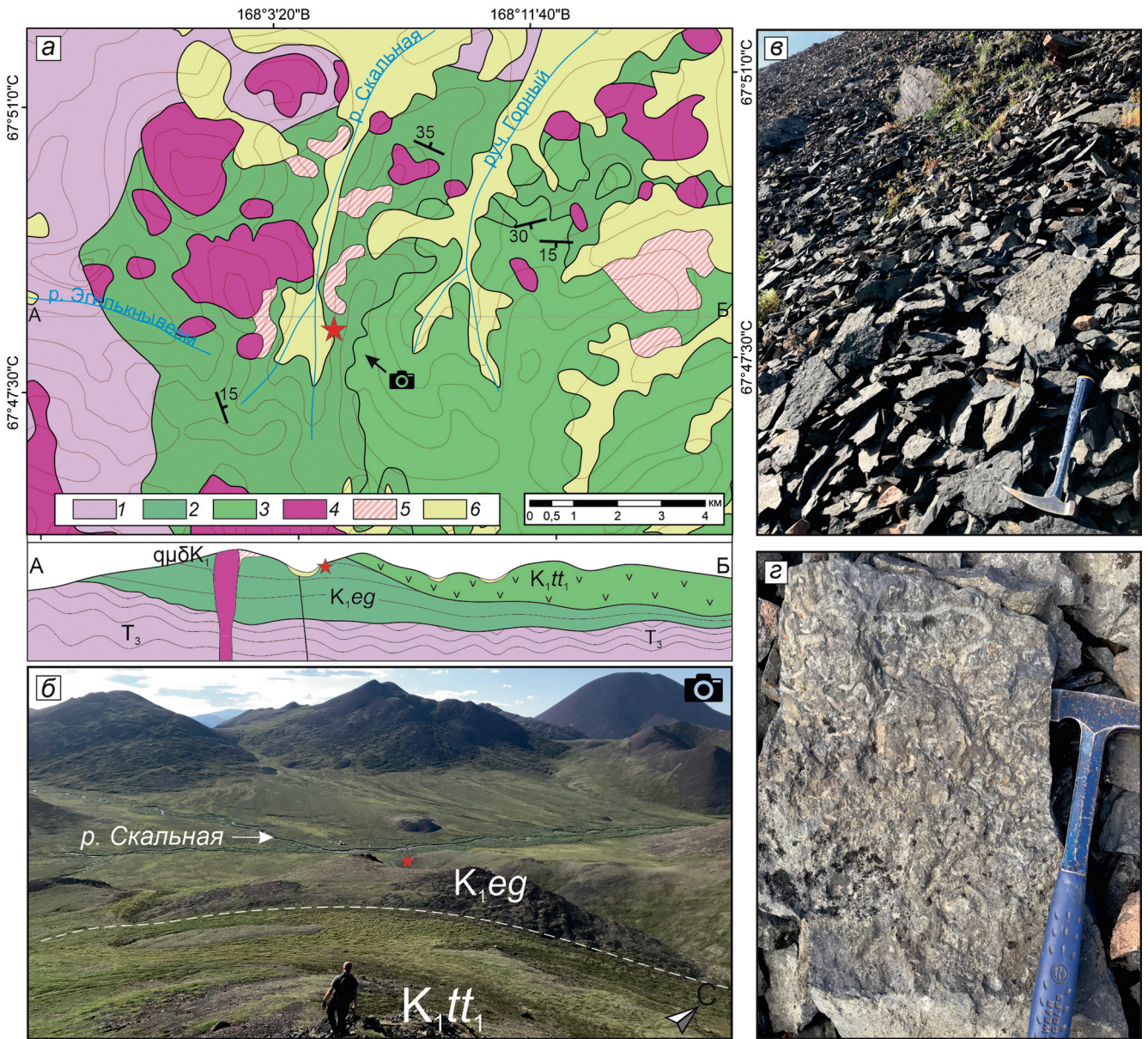


Рис. 3. Место отбора пробы К-38 (красная звездочка) на фрагменте геологической карты 1:200 000 [Журавлев и др., 1999] и схематическом геологическом разрезе (а) и фотографиях местности (б, в). Следы жизнедеятельности донных организмов (предположительно скоениевая ихнофация) в песчаниках из верхней части эгилькнывеемской свиты (место отбора пробы К-38) (г). 1 — верхний триас (Т<sub>3</sub>): сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — эгилькнывеемская свита (K<sub>1</sub>eg); 3, 4, 5 — Тытыльвеемский постколлизонный вулканоплутонический пояс: 3 — нижняя подсвита тытыльвеемской свиты (K<sub>1</sub>tt<sub>1</sub>): лавы андезитов, вулканомиктовые конгломераты; 4 — кварцевые монцодиориты; 5 — субвулканические андезиты; 6 — кайнозойский чехол

рания [Тихомиров и др., 2017]. Породы тытыльвеемской свиты с резким угловым несогласием перекрывают интенсивно смятые триасовые терригенные отложения. В основании разреза Тытыльвеемской впадины, стратиграфически между терригенными толщами триаса и аптскими вулканитами (рис. 3; 4), обнажаются терригенно-обломочные породы с примесью вулканогенного материала, объединенные в составе эгилькнывеемской свиты нижнего мела [Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012] и являющиеся главным объектом настоящего исследования.

**Сведения о структурном положении, литологическом составе и возрасте эгилькнывеемской**

**свиты.** Породы, отнесенные к эгилькнывеемской свите, выходят на поверхность в районе водораздела рр. Мал. Анюй и Раучуа, слагая нижнюю часть разреза Тытыльвеемской впадины (рис. 2; 3). Эгилькнывеемская свита с резким угловым несогласием перекрывает смятые в складки отложения триаса. Угловое несогласие между эгилькнывеемской свитой и перекрывающей ее вулканогенной тытыльвеемской свитой выражено слабее, чем несогласие в подошве эгилькнывеемской свиты — рис. 3 [Депарма, 1981; Журавлев и др., 1999].

Эгилькнывеемская свита представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами с маломощными прослоями известняков, гравелитов

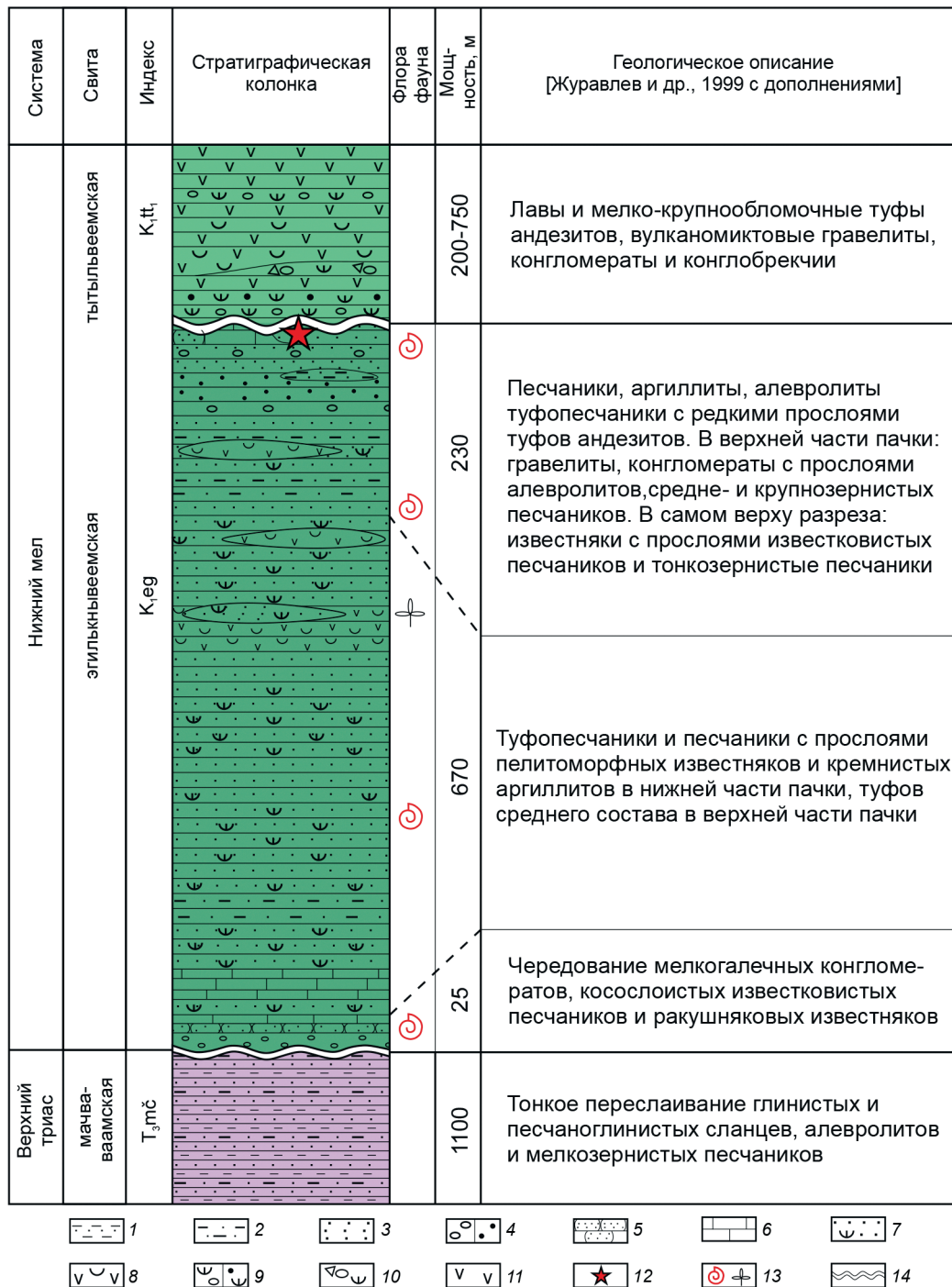


Рис. 4. Стратиграфическая колонка эгилькнывеемской свиты [Журавлев и др., 1999]. 1 — песчано-глинистые сланцы; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты, гравелиты; 5 — известковистые песчаники; 6 — известняки; 7 — туфопесчаники; 8 — туфы среднего состава; 9 — вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 10 — вулканомиктовые конглобрекчии; 11 — лавы андезитов; 12 — положение в разрезе образца К-38; 13 — находки ископаемой фауны и флоры; 14 — угловые несогласия

и конгломератов (рис. 4). В верхней части разреза в ее составе появляются линзовидные горизонты туфов среднего состава [Сафин и др., 1976; Депарма, 1981; Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012].

Нижняя часть разреза эгилькнывеемской свиты сложена полимиктовыми песчаниками с маломощными прослоями конгломератов и известняков, в средней части преобладают туфопесчаники с линзовидными горизонтами туфов среднего состава, в верхней части — песчаниками с прослоями кон-

гломератов и гравелитов (рис. 4) [Журавлев и др., 1999]. Конгломераты эгилькнывеемской свиты, как правило, мелкогалечные, размер обломков в них редко превышает 5 см. Завершается разрез эгилькнывеемской свиты известняками (верховья р. Верхний Пувтувеем) и тонкозернистыми песчаниками (долина р. Скальная). Оценки максимальной мощности отложений эгилькнывеемской свиты варьируют от 850–900 м [Журавлев и др., 1999] до 1150–1250 м [Малышева и др., 2012]. В юго-восточной части

Тытыльвеевской впадины эгилькнывеевская свита выклинивается, и вулканиты тытыльвеевской свиты здесь налегают непосредственно на триасовые отложения (рис. 2).

Возраст эгилькнывеевской свиты ранее оценивался лишь на основании определений ископаемой фауны (двустворок и аммонитов), причем публикуемые оценки различны, от берриаса-готерива [Малышева и др., 2012] до баррема-апта [Депарма, 1981].

#### Методика аналитических исследований.

С целью исследования обломочного циркона из верхней части разреза эгилькнывеевской свиты, на правом борту р. Скальная (67°48'11" с.ш., 168°4'13" в.д.) отобрана проба тонкозернистого песчаника (образец К-38) массой 4,2 кг (рис. 3, з).

В Лаборатории аксессуарных минералов Геологического института РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей из данной пробы выделена монофракция циркона весом 0,01 г. Далее под биноклем случайным образом выбраны и интегрированы в шашку из эпоксидной смолы 200 зерен циркона.

U-Pb LA-ICP-MS датирование детритового циркона было выполнено с использованием квадрупольного масс-спектрометра iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific) и системы лазерной абляции Analyte Excite ArF 193 nm (Teledyne) в Институте геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета (ИГиНГТ КФУ, г. Казань). Расчет возраста производился относительно стандартного циркона Harvard 91500 [Horstwood et al., 2016]. Контроль качества аналитических данных осуществлялся путем измерения стандартного циркон Plešovice [Sláma et al., 2008], для которого по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  получена оценка изотопного возраста  $336,2 \pm 1,1$  млн лет, соответствующая в пределах погрешности возрасту, аттестованному методом ID-TIMS.

Редукция данных и расчет изотопных отношений проведены в программе Iolite 4.0 [Paton et al., 2011], визуализация данных выполнена в программе IsoplotR [Vermeesch, 2018]. Для зерен циркона с возрастом меньше 1 млрд лет для дальнейшей интерпретации использованы оценки изотопного возраста, полученные по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , для более древних зерен – по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Выбор способа расчета коэффициента дискордантности также зависел от возраста циркона: для зерен моложе 1 млрд лет принято значение D1, рассчитанное по оценкам изотопного возраста, полученным по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , для зерен древнее 1 млрд лет — значение D2, определенное по отношениям  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Из интерпретации исключены оценки изотопного возраста с дискордантностью  $|D| > 10\%$ .

Максимальный возраст осадочной толщи определялся как равный средневзвешенному возрасту наиболее молодой популяции циркона, представленной не менее чем тремя зернами, оценки возраста

которых по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  перекрываются на уровне  $2\sigma$  [Dickinson, Gehrels, 2009].

Для оценки сходства и различия возрастных распределений обломочного циркона использован тест Колмогорова-Смирнова (K-S тест). В случае, если K-S критерий оказывался меньше порогового значения  $p < 0,05$ , то с уровнем доверия  $\alpha 95$  сравниваемые возрастные спектры считались статистически неравноценными (т.е., выборки признавались различными с точки зрения возрастных спектров цирконов [Guynn, Gehrels, 2010]).

**Литолого-петрографическая характеристика изученной пробы.** Песчаники в месте отбора изученной пробы характеризуются тонкой слабоволнистой слоистостью (с плитчатой отдельностью по слоистости — рис. 3, в), а также большим количеством ихнофоссилий — рис. 3, г, предположительно относящихся к скоениевой (Scoyenia) ихнофафии по [Frey, Pemberton, 1984; Микулаш, Дронов, 2016].

В шлифе (рис. 5) изученная порода представляет собой линзовидно- и косослоистый тонкозернистый алевритистый полевошпатово-кварцевый песчаник. Обломочный материал характеризуется хорошей сортировкой и представлен кварцем (90%), измененным плагиоклазом (5–10%), кластическим мусковитом (<1%), редкими кристаллами микроклина, карбонатов, циркона. Редкие (не более 1%) обломки пород представлены аргиллитами и глинистыми сланцами. Размер обломков составляет от 0,01 мм до 0,1 мм, в среднем 0,05 мм. Обломки имеют разную степень окатанности, с преобладанием угловатых. Цемент глинистый. В песчанике присутствуют обрывки растительного детрита. Косоволнистая текстура песчаника сформирована в условиях конседиментационных деформаций при умеренно активном гидродинамическом режиме осадконакопления. Порода несет следы умеренной тектонизации: волнистое погасание и признаки дробления отдельных зерен кварца, две слабо выраженные разнонаправленные системы кливажных зон — рис. 5. Гидротермальные изменения изученного песчаника сравнительно слабые. Гидротермальные фазы представлены редким эпидотом, хлоритом, пиритом, альбитом, кальцитом, серицитом и гидрослюдами.

**Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования.** Подавляющему большинству изученных зерен циркона свойственна ясная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическое происхождение. Из 200 зерен циркона, изученных в проходящем свете и в режиме CL, оценка изотопного возраста выполнена для 105. Значения, соответствующие условию дискордантности  $|D| < 10\%$ , получены для 85 зерен (табл. 1 в Приложении).

Значения U-Pb возраста этих 85 цирконов распределены в широком интервале от  $3052 \pm 77$  до  $130 \pm 4$  ( $\pm 2\sigma$ ) млн лет. Четыре наиболее значимых возрастных пика соответствуют значениям 2730, 1860, 288, 144 млн лет (рис. 6, а). Фанерозойские значения изотопного возраста получены для 42 цирконов из

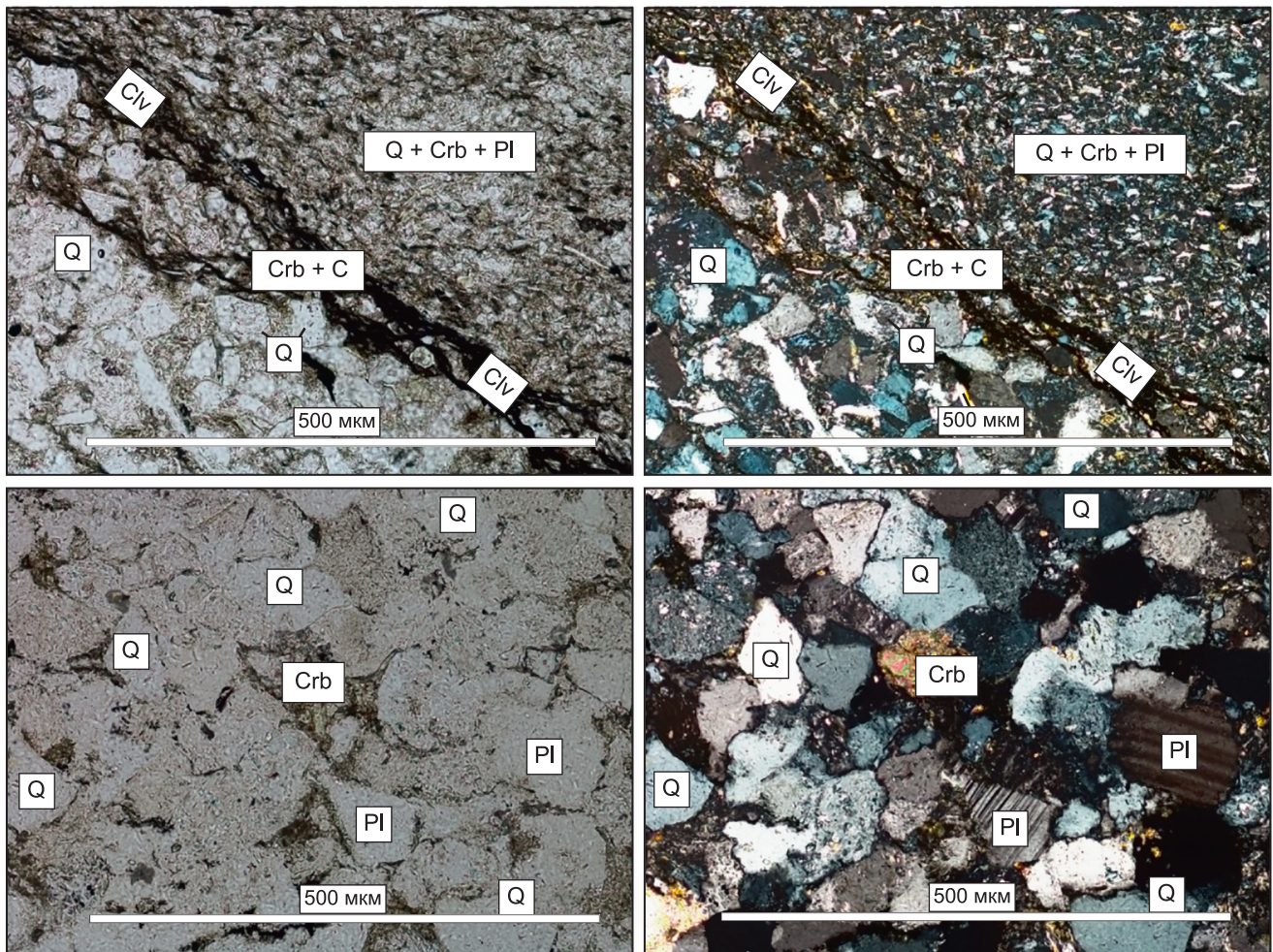


Рис. 5. Микрофотографии шлифа К-38. Слева — снимки без анализатора, справа — с анализатором. Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Crb — карбонат, С — тонкодисперсное углистое вещество, Clv — гливая зона

85; их статистические максимумы приходятся на значения 385, 288, 258 и 142 млн лет (рис. 6, б). Самая молодая популяция цирконов представлена четырьмя зернами, средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст которых составил  $140,7 \pm 2,2$  млн лет ( $\text{СКВО} = 0,11$ ,  $p(x^2) = 0,95$ ). Самое молодое зерно имеет возраст  $129,7 \pm 2,2$  млн лет, что соответствует готеривскому веку (здесь и далее использована шкала геологического времени по [Walker, Geissman, 2022]).

В общих чертах докембрийские и фанерозойские зерна различаются степенью окатанности: около 72 % докембрийских зерен имеют хорошо сглаженные вершины и ребра, в фанерозойской группе цирконов доля окатанных зерен составляет 27 %, при этом большая часть из них имеет изотопный возраст в интервале 290–240 млн лет (5 зерен).

Среднее Th/U отношение чаще превышает единицу в фанерозойских цирконах, чем в докембрийских. Количество зерен с отношениями Th/U < 0,1, косвенно указывающими на метаморфический генезис циркона [Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000; Rubatto et al., 2001], незначительно (8 зерен). Преобладающая часть из них имеет возраст в интервале 1910–1870 млн лет. Практически все зерна с отношением Th/U < 0,1 лишены отчетливой осцилляторной

зональности, что согласуется с предположением об их метаморфическом происхождении.

**Обсуждение результатов.** Тонкозернистая структура и косоволнистая текстура песчаника К-38, хорошая сортировка обломков, присутствие ихнофоссилий (предположительно, ихнофагии *Scoyenia*) и растительного детрита свидетельствуют о накоплении изученных пород в условиях прибрежного мелководья, при умеренной гидродинамике, с обильной пищевой базой для донных организмов. В частности, эти условия свойственны речным дельтам, но уверенный вывод требует более детального исследования. Ихнофагия *Scoyenia* характерна для низкоэнергетичных эпиконтинентальных условий с часто затопляемыми и субаэрально экспонируемыми областями аккумуляции [Frey, Pemberton, 1984; Барабошкин, 2013; Микулаш, Дронов, 2016]. Умеренное и не повсеместное распространение грубообломочного терригенного материала по разрезу эгилькньюеимской свиты (как и в разрезах прочих позднеюрско-раннемеловых стратонов Западной Чукотки) говорит об отсутствии высокого горного сооружения вблизи области аккумуляции. Из этого можно предположить, что завершающие этапы консолидации Чукотского микроконтинента с окраиной

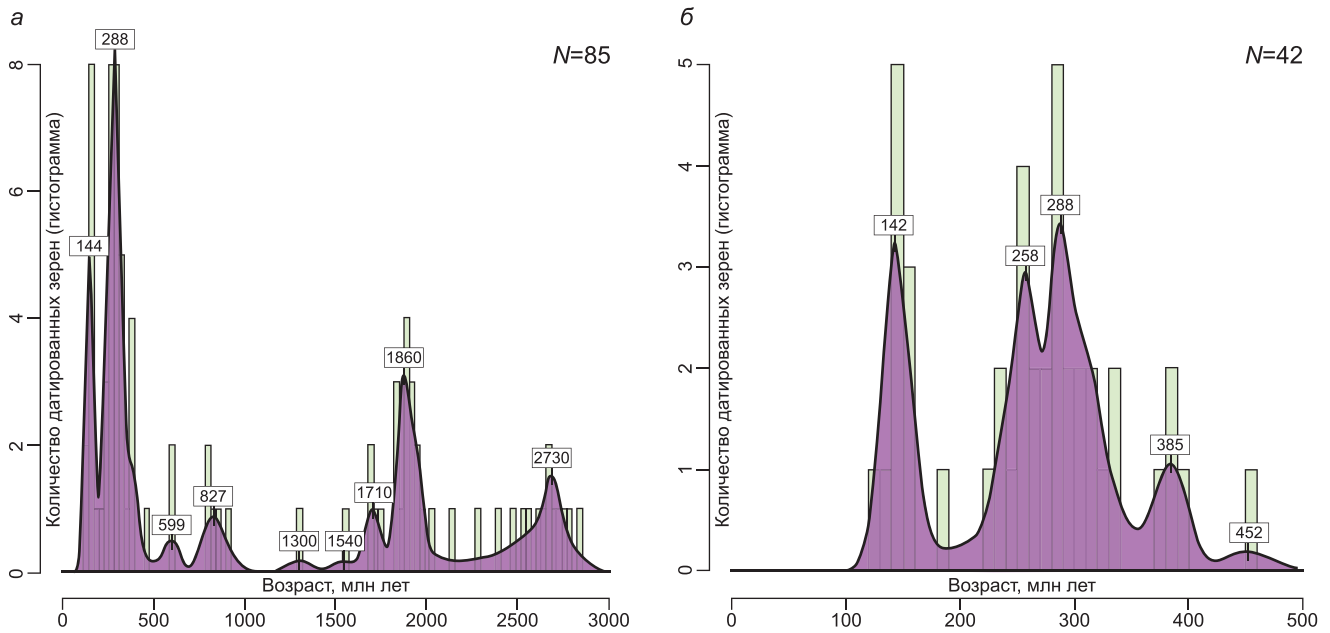


Рис. 6. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U-Pb возраста обломочных цирконов из образца К-38 в интервале от 0 до 3000 млн лет (а) и от 0 до 500 млн лет (б). Значения пиков возраста в млн лет. N — количество анализируемых зерен циркона

Евразии не сопровождалась формированием крупного коллизионного орогена.

Возрастной спектр цирконов из песчаника эгилькнывеевской свиты имеет хорошее сходство с возрастными спектрами обломочных цирконов из близких по возрасту раннемеловых осадочных толщ Чукотского террейна и Южно-Аньюской сутурной зоны (таблица; рис. 7, а-в). Источником цирконов раннемеловых осадочных толщ могут являться подстилающие позднейские отложения. В позднейских и раннемеловых осадочных толщах Чукотского террейна главные популяции цирконов имеют U-Pb возраст (млн лет): (1) около 2700, (2) около 1900, (3) 296–285, (4) 265–242 и (5) 167–156.

Результаты статистического теста Колмогорова-Смирнова, приведенные в таблице, косвенно подтверждают сходство источников обломочного материала для осадочного бассейна эгилькнывеевской свиты, синколлизионной Певекской впадины Чукотского террейна и одного из раннемеловых остаточных бассейнов закрывающегося Южно-Аньюского океана [Miller et al., 2008; Amato et al., 2015; Ватрушкина, 2018].

**Докембрийские популяции обломочного циркона.** Возрастные пики 2,7 и 1,9 млрд лет весьма характерны для цирконов из обломочных толщ микроплиты Арктическая Аляска — Чукотка. Например, аналогичные возрастные пики получены для детритовых цирконов большинства неопротерозойско-кембрийских комплексов северной Аляски [Strauss et al., 2013], триасовых и нижнеюрских отложений шельфа северного склона Аляски [Gottlieb et al., 2014], драгированных метаосадочных пород хребта Норсуинд (Northwind Escarpment) Канадского арктического бассейна [O'Brien et al., 2016]. Популяция циркона с изотопным возрастом около

1,9 млрд лет (рис. 7) также присутствует в триасовых и позднейско-раннемеловых терригенных толщах континентальной Чукотки [Miller et al., 2006; Ватрушкина, 2018], о. Врангеля [Miller et al., 2010] и Новосибирских островов [Miller et al., 2013; Соловьев, Миллер, 2014].

Неоархейские (2700–2600 млн лет) и палеопротерозойские (2000–1800 млн лет) популяции циркона широко распространены не только в отложениях Чукотского террейна, но и в осадочных толщах Арктической Канады [Anfinson et al., 2012; Hadlari et al., 2012; Strauss et al., 2013] и Гренландии [Kirkland et al., 2009].

При переходе от триасовых отложений к позднейско-раннемеловым существенно увеличивается доля раннедокембрийских цирконов, и столь же резко убывает доля неопротерозойских и раннепалеозойских цирконов (рис. 7). Исходя из этих фактов, мы предполагаем, что триасовые толщи не были главным источником раннедокембрийских цирконов для пород верхней части эгилькнывеевской свиты. Можно предположить, что резкое увеличение доли докембрийских цирконов в позднейско-раннемеловых толщах связано с гипотетическим экспонированием докембрийских кристаллических комплексов в ранне-среднеюрское время, либо с существенным изменением направления транспорта терригенного материала [Тучкова и др., 2025].

При отсутствии сведений о раннедокембрийских комплексах в фундаменте Чукотского континентального террейна остается предположить, что архейские и раннепротерозойские цирконы транспортировались в позднейско-раннемеловые бассейны Чукотки (возможно, через промежуточные коллекторы) из какой-либо тектонической провинции с корой соответствующего возраста. Магматические и мета-

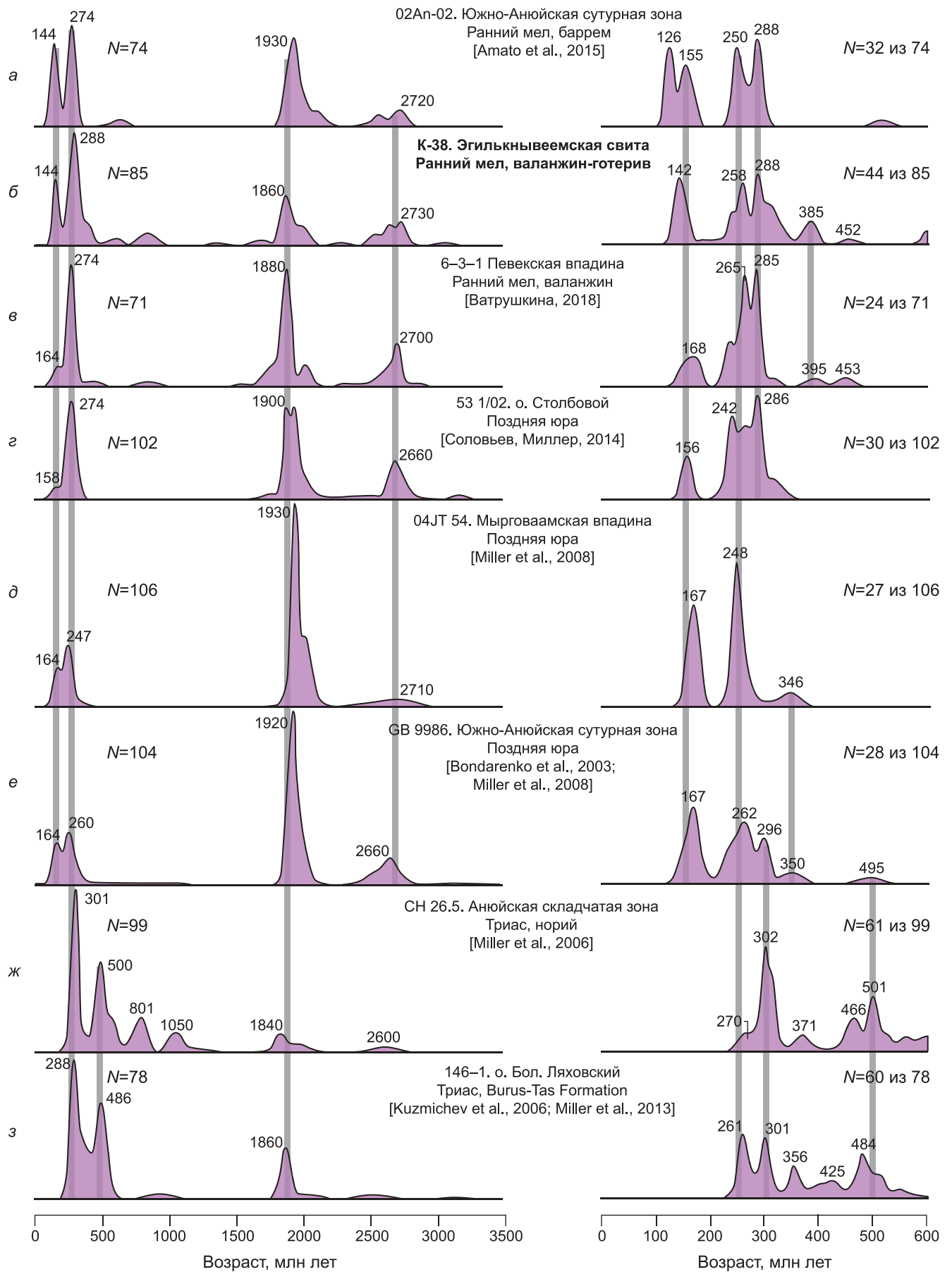


Рис. 7. Диаграммы распределения относительных вероятностей для U-Pb-возраста обломочного циркона из мезозойских терригенно-обломочных толщ Западной Чукотки и архипелага Новосибирских островов. Вертикальными серыми линиями выделены наиболее значимые возрастные пики.  $N$  — кол-во анализов

Таблица

Результаты теста Колмогорова-Смирнова для детритовых цирконов из различных мезозойских осадочных толщ Западной Чукотки

Возраст толщи, локация	K <sub>1</sub> eg	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> о. Столбовой	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> Синколлизионные впадины Чукотского террейна				J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> Южно-Ануйская сутура		T <sub>3</sub> n Ануйская зона
Проба	K-38	53 1/02	04JT 54	CH04ELM7	6-3-1	21-5-1	02An-02	GB9986	CH 26.5
K-38									
53 1/02	0,041								
04JT 54	0,001	<b>0,200</b>							
CH04ELM7	0,001	<b>0,222</b>	<b>0,999</b>						
6-3-1	<b>0,063</b>	<b>0,185</b>	0,000	0,001					
21-5-1	0,000	<b>0,241</b>	<b>0,289</b>	<b>0,262</b>	0,014				
02An-02	<b>0,176</b>	<b>0,198</b>	0,013	0,017	<b>0,4</b>	0,001			
GB9986	0,000	<b>0,813</b>	<b>0,809</b>	<b>0,669</b>	0,008	<b>0,214</b>	<b>0,097</b>		
CH 26.5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	

Примечание. 53 1/02 — о. Столбовой, Новосибирские о-ва [Соловьев, Миллер, 2014]; 04JT 54 и CH04ELM7 — Мырговаамская впадина [Miller et al., 2008]; 6-3-1 и 21-5-1 — Певекская впадина [Ватрушкина, 2018], 02An-02 и GB9986 — Южно-Ануйская сутурная зона [Miller et al., 2008; Amato et al., 2015], CH 26.5 — Ануйская складчатая зона [Miller et al., 2006]. Значения, которые прошли тест K-S с 95 %-ной степенью достоверности (p>0,05), выделены желтым цветом и жирным шрифтом (для соответствующих толщ высока вероятность общих источников обломочного материала).

морфические комплексы возрастом 3,9–2,6 млрд лет и 2–1,7 млрд лет широко распространены в пределах докембрийских щитов Канады, Балтики и Сибирской платформы [Gaál, Gorbatshev, 1987; Frost et al., 1998; Slabunov et al., 2006; Baadsgaard, Godfrey, 2011]. Критический анализ тектонических моделей не входит в задачи данной публикации, но отметим, что некоторые исследователи, исходя из факта сходства возрастных спектров детритовых цирконов в осадочных толщах Чукотки и Сибирской платформы, предположили, что в домеловое время Чукотский микроконтинент располагался ближе к Сибирскому кратону, чем в настоящее время [Miller et al., 2013; Amato et al., 2015].

Пять зерен циркона из образца K-38 показали U-Pb возраст в интервале 913–790 млн лет с пиком 827 млн лет (рис. 6, а). Цирконы с близким возрастом встречены в триасовых отложениях Ануйской зоны (11 зерен с возрастом в интервале 836–729 млн лет [Miller et al., 2006]) и песчаниках Певекской впадины (два зерна с возрастом 876 и 794 млн лет [Ватрушкина, 2018]). Происхождение этих цирконов может быть связано с неопротерозойскими гранитно-метаморфическими комплексами Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов Таймыро-Североземельской области [Проскурнин и др., 2014].

**Палеозойские цирконы** из песчаника эгилькнывеевской свиты группируются в три популяции с возрастными пиками 385, 288 и 258 млн лет (рис. 6, б).

Обломочные цирконы девонского возраста в больших количествах выявлены в некоторых юрско-раннемеловых (рис. 7, в, д) и триасовых (рис. 7, ж, з) толщах Чукотского террейна. Их возможными источниками являются девонские магматические комплексы, фрагментарно обнажающиеся на арктическом побережье Чукотки [Катков и др., 2013;

Amato et al., 2014; Лучицкая и др., 2015; Lane et al., 2015]. Менее вероятным представляется поступление девонских цирконов из комплексов Олойской зоны [Соколов и др., 2015], Омолонского массива [Акинин и др., 2025] и/или Сибирской платформы [Ershova et al., 2020; Ершова, 2024].

Популяции цирконов пермского и раннетриасового возраста, в отличие от девонских, распространены в мезозойских отложениях Чукотского террейна гораздо шире (рис. 7). В бассейн седиментации эгилькнывеевской свиты они могли попасть из промежуточных коллекторов. Хорошая окатанность части пермско-раннетриасовых зерен циркона подтверждает предположение об их рециклинге. Вопрос происхождения этих цирконов пока остается нерешенным, поскольку непосредственно в пределах Чукотского микроконтинента не выявлены магматические или метаморфические комплексы пермского возраста. Незначительные по площади выходы пермских вулканитов описаны в пределах Алазейской и Олойской зон [Лычагин и др., 1977], но на территорию Чукотского террейна материал этих комплексов мог попасть, лишь преодолев остаточные бассейны Южно-Ануйского океана, существовавшие, как минимум, до конца баррема [Amato et al., 2015]. Ранне-среднетриасовый возраст определен для ануйского магматического комплекса [Ledneva et al., 2011; Леднева и др., 2022], но в составе данного комплекса резко преобладают габбро и долериты, и их роль как источника обломочных цирконов неочевидна.

Цирконы с возрастом 302–283 млн лет составляют главную популяцию в каменноугольно-пермских терригенных породах о. Котельный Новосибирских о-вов [Ershova et al., 2018]. Предполагается связь этих цирконов с комплексами Урало-Таймырского орогена [Pease et al., 2015, 2017; Ershova et al., 2018]. Непо-

средственно в пределах Таймырской складчатой области присутствуют коллизионные (306–258 млн лет) и постколлизионные (264–247 млн лет) гранитоиды [Верниковский, 1996; Демина и др., 2018], возрастной диапазон которых соотносится с U-Pb возрастом палеозойских популяций цирконов из эгилькнывеемской свиты (296–285 и 265–242 млн лет).

Поступление в осадочные бассейны Чукотки обломочного материала из Таймырского, а также Алазейско-Олойского регионов может быть объяснено тектоническими реконструкциями, предусматривающими праводвиговое смещение Чукотского континентального блока от северной части Сибирского кратона и Таймыра вдоль Южно-Аньюской сутурной зоны [Miller et al., 2013; Amato et al., 2015; Akinin et al., 2020; Акинин и др., 2025].

**Позднеюрско-раннемеловая популяция обломочного циркона.** Средневзвешенный U-Pb возраст наиболее молодой популяции цирконов из пробы К-38 (четыре зерна), составляет  $140,7 \pm 2,2$  млн лет, что примерно соответствует границе берриасса и валанжина. Для самого молодого циркона эгилькнывеемской свиты получено значение возраста  $129,7 \pm 2,2$  млн лет, близкое к границе готерива и баррема. Единичное определение LA-ICP-MS методом, однако, не считается надежным обоснованием максимального возраста осадконакопления. Из полученных данных следует, что формирование эгилькнывеемской свиты завершилось не раньше начала валанжина. При этом определения ископаемой фауны [Журавлев и др., 1999; Малышева и др., 2012] допускают и более молодой возраст данного стратона, включая готерив и, возможно, баррем.

Позднеюрско-раннемеловые цирконы пробы К-38 (10 зерен из 85) имеют возраст в интервале 157–130 млн лет, с пиком около 142 млн лет (рис. 6). Молодые популяции цирконов из позднеюрско-раннемеловых впадин Чукотского террейна показывают сходные значения возраста — от 190 до 130 млн лет с резко выраженным максимумом в интервале 147–144 млн лет [Ватрушкина, 2018].

В пределах Чукотского террейна и Южно-Аньюской сутурной зоны магматические комплексы соответствующего возраста представлены фрагментами энсиматической Кульпольнейской островной дуги [Моисеев и др., 2020, 2021] и реликтами магматического пояса андийского типа у южной (в современных координатах) окраины Чукотского микроконтинента [Tikhomirov et al., 2008; Ватрушкина и др., 2019; Tikhomirov, Gulpa, 2024]. Консолидация Кульпольнейской дуги с пассивной окраиной Чукотского микроконтинента предположительно произошла около 143–140 млн лет назад [Соколов и др., 2022], поэтому источниками позднеюрско-раннемеловой популяции циркона потенциально могли служить аккретированные палеоостроводужные магматические комплексы. Однако, мы предполагаем, что большая часть позднеюрско-раннемеловых цирконов в породах эгилькнывеемской свиты и прочих

стратонов синколлизионных впадин Чукотского террейна связана именно с поясом андийского типа, поскольку объем связанных с ним кремнекислых магматических пород на порядки превышает таковой для энсиматической Кульпольнейской дуги. В пределах Олойской зоны (рис. 1) и ряда прочих структурных зон Верхояно-Чукотской области также широко распространены позднеюрские и раннемеловые вулканы и интрузивы [Кара и др., 2019; Коновалов и др., 2024; Amato et al., 2015; Chitalin et al., 2021], однако возможность транспортировки обломочного материала через остаточные бассейны Южно-Аньюского океана остается дискуссионной.

Общий интервал возраста молодых популяций цирконов из синколлизионных впадин Чукотского террейна (190–130 млн лет; [Ватрушкина, 2018]) позволяет предположить, что субдукционный пояс окраины Чукотского микроконтинента был активен в течение почти всего юрского периода и значительной части раннемеловой эпохи (до начала баррема). Поскольку наиболее древний из доступных U-Pb возрастов для пород постколлизионного Тытыльвеемского пояса составляет  $123,4 \pm 0,8$  млн лет [Tikhomirov et al., 2024], можно предположить, что активность субдукционной и постколлизионной раннемеловых магматических провинций Западной Чукотки разделена паузой продолжительностью 5–8 млн лет.

**Закключение.** 1. Максимальный возраст осадконакопления верхней части разреза эгилькнывеемской свиты составляет  $140,7 \pm 2,2$  млн лет, т. е. формирование эгилькнывеемской свиты завершилось не раньше рубежа берриасса и валанжина (с учетом палеонтологических данных, вероятно, позже).

2. Изученная часть разреза эгилькнывеемской свиты накапливалась в условиях слабо расчлененного рельефа эродируемой суши. Вероятно, завершающие этапы коллизии Чукотского микроконтинента с окраиной Евразии не сопровождались формированием крупного орогена.

3. Сходство возраста обломочных цирконов эгилькнывеемской свиты, стратонов позднеюрско-раннемеловых впадин западной (в современных координатах) части Чукотского террейна, а также некоторых раннемеловых осадочных комплексов Южно-Аньюской сутурной зоны предполагает наличие общих источников сноса терригенного материала в соответствующие осадочные бассейны.

4. Триасовые толщи не являются главным источником раннедокембрийских цирконов в породах верхней части эгилькнывеемской свиты.

5. Значимую роль в источниках обломочного материала эгилькнывеемской свиты играли магматические породы юрско-раннемелового субдукционного пояса окраины Чукотского микроконтинента. Исходя из диапазона возраста молодых популяций детритовых цирконов из позднеюрско-раннемеловых толщ Чукотского террейна (190–130 млн лет), можно предположить, что указанный субдукци-

онный пояс был активен в период с плинсбах по готерив включительно.

**Благодарность.** Авторы благодарны доктору геол.-мин. наук М.И. Тучковой (ГИН РАН) за ценные консультации при решении вопроса об условиях накопления эгилькнвеемской свиты, А.В. Прокопьеву (ИГАБМ СО РАН) и чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН) за рецензии, позволившие существенно улучшить качество публикации.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках темы НИР геологического факультета МГУ

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 4. С. 415–440.

Барбошкин Е.Ю. Ихнофацция *Scoyenia* в мезозойских отложениях Западной Сибири. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Т. 1. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 426 с.

Безруков В.И., Салтыкова Т.Е., Вербицкий И.В. Создание и подготовка к изданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 по группе листов территории Российской Федерации. Листы Р-37, 48, 50, 51, 57, 60, L-53, 54, S-39, 40, 43, N-39, M-39, 56, 57, Q-49, 50, 51, R-50, 55, 56, 57, 58, 59, 60, O-39, 54. ФГБУ Росгеолфонд, 2020.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

Варламова В.А., Вяткин Б.В., Мальшева Г.М. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1 : 500 000). Анадырь: Георегион, 2004.

Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Чукотки: состав, источники сноса, обстановки осадконакопления и геодинамические режимы: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2018. 196 с.

Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский-раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области // Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промышлова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра по геологическим данным и результатам моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 16–25.

Депарма И. В. Отчет о групповой геологической съемке, геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 на листах R-59-134-В, Г; 135-Б, В, Г; 136-А, Б, В, Г; Q-59-2-А, Б, В, Г; 3-А, Б, В, Г; 4-А, Б, В, Г; 5-А, В и поисках место-

имени М.В. Ломоносова «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации», а также Госзаданий СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1) и ИФЗ РАН (FMWU-2025-0033). Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации полученных данных финансировалась за счет гранта РНФ 23-17-00112.

**Дополнительные материалы (Приложение)** доступны по ссылке: [https://docs.google.com/document/d/180Cpdy16-adTHGBs0dNei\\_J7LVk58WjF/edit?usp=sharing&ouid=113292473973552718097&rtfpof=true&sd=true](https://docs.google.com/document/d/180Cpdy16-adTHGBs0dNei_J7LVk58WjF/edit?usp=sharing&ouid=113292473973552718097&rtfpof=true&sd=true)

рождений золота в юго-восточной части Раучуанской золотоносной зоны за 1976–1980 гг. Чукотский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО», 1981.

Ершова В.В. Реконструкция источников сноса и геодинамических обстановок формирования девон-пермских обломочных пород российского сектора Арктики (архипелаги Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова и север Сибири): Дисс. ... докт. г.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2024. 362 с.

Журавлев Г.Ф., Казьмин С.С., Пукало Р.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист Q-59-I, II. Объяснительная записка / Ред. Ю.М. Бычков. Министерство природных ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Чукотприродресурсы, ЗАО Чаунское ГПП, 1999. 105 с.

Кара Т.В. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37, № 6. С. 107–115.

Кара Т.В., Луцицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Позднеюрско-раннемеловая вулcano-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64 (3). DOI: 10.21638/spbu07.2019.303.

Катков С.М., Луцицкая М.В., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Доклады Российской Академии Наук. 2013. Т. 450, № 2. С. 193–198.

Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Старикова Е.В. и др. Раннемеловые гранитоидные комплексы Олойской зоны (Западная Чукотка) // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2024. № 2. С. 3–25.

Леднева Г.В., Исаева Е.П., Соколов С.Д. и др. Циркон из внутрилитных габброидов Западной Чукотки (анюйский плутонический комплекс) и интерпретация его возраста // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505, № 1. С. 46–52.

Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б. и др. Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4. С. 1–27.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1977. С. 18–55.

Мальшева Г. М., Исаева Е. П., Тихомиров Ю. Б., Вяткин Б. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 — Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.

- Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология — введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт АН Чешской Республики, 2016. 122 с.
- Моисеев А.В., Луцицкая М.В., Соколов С.Д. Вулканиды и гранитоиды мыса Святой Нос (Восточная Арктика): состав, возраст и палеотектонические реконструкции // Доклады РАН. 2020. Т. 492, № 2. С. 11–15.
- Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К. и др. Культурный вулканический комплекс Южно-Аньюйской Сутуры (Западная Чукотка): состав, возраст и палеотектонические интерпретации // Доклады Российской Академии Наук, Науки о Земле. 2021. Т. 499, № 1. С. 42–48.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. и др. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизонных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.
- Сафин Д.А., Булеев Ж.Т., Ситковский В.М. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50000 в бассейне реки Нижний Пувтувеем за полевой сезон 1975 г. Чукотский филиал ФБУ «ТФГИ по ДФО», 1976.
- Соловьев А.В., Миллер Э.Л. Возрасты обломочных цирконов из верхнеюрско-нижнемеловых отложений острова Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 66–76.
- Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент — Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–82. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515)
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Аньюйской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады Российской Академии Наук. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
- Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А. и др. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 4. С. 389–409.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Аньюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В. и др. Тектоническая позиция Южно-Аньюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
- Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э. Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс — раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. 2009. Т. 2. С. 239–242.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А. и др. Постколлизонный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка северо-востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
- Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). Т. 600. М.: ЛАР, ГИН РАН, 2011. 365 с.
- Тучкова М.И., Ватрушкина Е.В., Соколов С.Д. Гравитационные песчаники мезозойских отложений Западной Чукотки как отражение тектонических событий в питающих провинциях (Северо-Восток России) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. 674 с.
- Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., et al. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 208. 103272. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103272.
- Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., et al. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages // Geological Society of America Special Paper. 2014. Vol. 506. P. 29–58.
- Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., et al. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. Vol. 11(5). P. 1530–1564.
- Anfinson O.A., Leier A.L., Embry A.F., Dewing K. Detrital zircon geochronology and provenance of the Neoproterozoic to Late Devonian Franklinian Basin, Canadian Arctic Islands // Geological Society of America Bulletin. 2012. Vol. 124. P. 415–430.
- Baadsgaard H., Godfrey J.D. Geochronology of the Canadian shield in Northeastern Alberta: I. Andrew Lake area // Canadian Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 4(3). P. 541–563.
- Bondarenko G.E., Soloviev A.V., Tuchkova M.I., et al. Age of detrital zircons from sandstones of the Mesozoic flysch formation in the South Anyui suturezone (western Chukotka) // Lithology and Mineral Resources. 2003. Vol. 38. P. 162–176.
- Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Yu.N., et al. Porphyry Cu-Au±Mo mineralization hosted by potassic igneous rocks: implications from the giant Peschanka porphyry deposit, Baimka Trend (North East Siberia, Russia) // Geological Society. London. Special Publications. 2021. Vol. 513. № 1. P. 323–349.
- Dickinson W.R., Gehrels G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 288 (1). P. 115–125.
- Ershova V., Prokopiev A., Andersen T., et al. U-Pb and Hf isotope analysis of detrital zircons from Devonian-Permian strata of Koteln'ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): Insights into the Middle-Late Paleozoic evolution of the Arctic // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 119. P. 199–209.
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K. Hidden Middle Devonian Magmatism of North-Eastern Siberia: Age Constraints from Detrital Zircon U-Pb Data // Minerals. 2020. Vol. 10. 874. DOI: 10.3390/min10100874.
- Frey R.W., Pemberton, S.G. Trace fossils facies models. In: R.G. Walker (ed.): Facies Models, 2nd Ed // Geoscience Canada reprint series. 1984. P. 189–207.
- Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precambrian Research. 1998. Vol. 89. P. 1–23.
- Gaál G., Gorbatshev R. An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.
- Gottlieb E.S., Meisling K.E., Miller E.L., Mull C.G. Closing the Canada Basin: detrital zircon geochronology relationships between the North Slope of Arctic Alaska and the Franklinian mobile belt of Arctic Canada // Geosphere. 2014. Vol. 10. DOI: 10.1130/GES1027.1.
- Guynn J., Gehrels G. Comparison of Detrital Zircon Age Distributions Using the K-S Test [электронный ресурс]. 2010:

<https://sites.google.com/laserchron.org/arizonalaserchroncenter/home> (дата обращения 10.10.2024).

*Hadlari T., Davis W.J., Dewing K., et al.* Two detrital zircon signatures for the Cambrian passive margin of northern Laurentia highlighted by new U-Pb results from northern Canada // *Geological Society of America Bulletin*. 2012. Vol. 124. P. 1155–1168.

*Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., et al.* Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology — Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // *Geoanalytical Research*. 2016. 40 (3) P. 311–332.

*Hoskin P.W.O., Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid state recrystallization of protolith igneous zircon // *Journal of Metamorphic Geology*. 2000. Vol. 18. P. 423–439.

*Kirkland C.L., Pease V.L., Whitehouse M.J., Ineson J.R.* Provenance record from Mesoproterozoic-Cambrian sediments of Peary Land, North Greenland: Implications for the ice-covered Greenland Shield and Laurentian paleogeography // *Precambrian Research*. 2009. Vol. 170. P. 43–60.

*Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 86–108.

*Kuzmichev A.B., Soloviev A.V., Gonikberg V.E., et al.* Mesozoic syn-collision siliciclastic sediments, Bol'shoi Lyakhov Island (New Siberian Islands) // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2006. Vol. 14. P. 30–48.

*Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., et al.* Geochronology and structural setting of latest Devonian — Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // *Can. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 52. P. 147–160.

*Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.* Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 40. P. 737–745.

*Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V.L., Sokolov S.D.* Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: constraints on paleogeography and paleocontinental reconstructions of the Arctic // *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 2010. Vol. 94. P. 665–692.

*Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., et al.* Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia*, Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009. P. 157–175.

*Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., et al.* Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // *Geological Society*. London. Special Publications. 2017. Vol. 460. DOI: 10.1144/SP460.9.

*Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., et al.* Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. Vol. 88. P. 201–226.

*Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., et al.* Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Res.* 2013. Vol. 23. Iss. 4. P. 1631–1645.

*Miller E.L., Toro J., Gehrels G., et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. DOI: 10.1029/2005TC001830.

*Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *US Geological Survey Professional paper*. 2001. Vol. 1626. P. 122.

*O'Brien T., Miller E.L., Benowitz J., et al.* Dredge samples from the Chukchi Borderland: implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia Basin of the Arctic // *American Journal of Science*. 2016. Vol. 316. P. 873–934.

*Paton Ch., Hellstrom J.C., Paul P. et al.* Iolite: Freeware for the Visualisation and Processing of Mass Spectrometric Data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. Vol. 26. P. 2508–2518.

*Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *Journal of Geol. Soc.* 2015. Vol. 172 (1). P. 1–4.

*Pease V.L., Miller E.L., Wyld S., et al.* U-Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // *Geological Society*. London, Special Publications, 2017. Vol. 460. P. 159–182.

*Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S.* Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. Vol. 140. P. 458–468.

*Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al.* Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. Vol. 134. P. 186–201.

*Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., et al.* The Archean of the Baltic Shield: Geology, Geochronology, and Geodynamic Settings // *Geotectonics*. 2006. Vol. 40, № 6. P. 409–433.

*Sláma J., Košler J., Condon D.J., et al.* Plešovice Zircon — A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis // *Chemical Geology*. 2008. Vol. 249 (1–2). P. 1–35.

*Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnaya I.R.* South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009a. P. 201–221.

*Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., et al.* Laurentian origin for the North Slope of Alaska; implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere*. 2013. Vol. 5. P. 477–482.

*Tikhomirov P.L., Gulpa M.S.* The Jurassic through Early Cretaceous magmatic belt of the southern margin of Chukotka terrane (Northeastern Russia): new zircon U-Pb age data // *Doklady Earth Sciences*. 2024. Vol. 519. № 2. P. 2143–2148.

*Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. Vol. 105. P. 329–346.

*Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokofiev V.Y., et al.* Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // *International Geology Review*. 2024. Vol. 66. P. 607–632.

*Vermeesch P.* IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9 (5). P. 1479–1493.

*Walker J.D., Geissman J.W.* Geological Time Scale version 6.0 // *Geological Society of America*, 2022. DOI: 10.1130/2022.CTS006C.

Статья поступила в редакцию 01.10.2025, одобрена после рецензирования 12.11.2025, принята к публикации 24.04.2026

## НАУЧНЫЕ ДИСКУССИИ

УДК 550.343

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-148-151

### КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ:

### ФИЗИЧЕСКАЯ РЕАЛЬНОСТЬ КАУ-ВОЛН И ОТВЕТ НА КРИТИКУ.

Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3)

Александр Петрович Ягодин 

Лаборатория прогнозирования землетрясений, Хайфа, Израиль; predict.y@gmail.com 

**Аннотация.** Приводится физическое и экспериментальное обоснование существования гравитационно-сейсмических КаУ-волн, обнаруженных автором. Показано, что КаУ-волна является вторичной сходящейся фазой процесса подготовки землетрясения, возникающей после резонансного расхождения энергии. Ответы даны на критику Н.В. Короновского, В.С. Захарова и А.А. Наймарка, опубликованную в статье «Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом?». Представлены экспериментальные подтверждения (Италия, Непал, Япония, Охотское море, Аргентина — Чили), подтверждающие детерминированную фазу схождения энергии и возможность краткосрочного прогноза.

**Ключевые слова:** КаУ-волна, краткосрочный прогноз, генезис землетрясений, детерминированная фаза, гравитационно-сейсмические процессы, Герольды, РЭС

**Для цитирования:** Ягодин А.П. Краткосрочный прогноз землетрясений: физическая реальность КаУ-волн и ответ на критику. Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 148–151.

### SHORT-TERM EARTHQUAKE PREDICTION:

### PHYSICAL REALITY OF KAY WAVES AND RESPONSE TO CRITICISM.

Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. “Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?” (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3)

Aleksandr P. Yagodin 

Earthquake Prediction Laboratory LTD, Haifa, Israel; predict.y@gmail.com 

**Abstract:** This paper presents the physical and experimental justification for the existence of gravitational-seismic KaY waves discovered by the author. It is shown that the KaY wave represents a secondary converging phase of the earthquake preparation process that occurs after resonant energy divergence. The paper provides responses to the criticism by N.V. Koronovsky, V.S. Zakharov, and A.A. Naimark published in the article “Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?” Experimental confirmations (Italy, Nepal, Japan, the Sea of Okhotsk, Argentina–Chile) are presented, confirming the deterministic phase of energy convergence and the possibility of short-term earthquake prediction.

**Keywords:** KaY wave, short-term earthquake prediction, earthquake genesis, deterministic phase, gravitational-seismic processes, Heralds, Russian Expert Council (REC)

**For citation:** Yagodin A.P. Short-Term Earthquake Prediction: Physical Reality of KaY Waves and Response to Criticism. Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. “Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?” (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3). *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 148–151. (In Russ.).

**Введение. Этическая и юридическая сторона публикации статьи «Группа из МГУ».** Прежде, чем говорить о технике, точности, достоверности, результатах исследований и результатов испытаний, мы (и главный редактор, который допустил к публикации статью группы из МГУ вынуждены спросить о цели публикации, знаниях, опыте и легитимности тех, кто заявляет себя экспертами и при этом не выполнили важные действия эксперта.

Всем известны огромные жертвы Японии (более 20 000), жертвы Турции и Сирии (более 58 000) и т. д. при использовании методов EEWs/TRUAA «сообщения о начале землетрясения», когда люди уже гибнут в этом землетрясении.

Заключение Директора по науке проф. Е.А. Рогожина 2016 г. официально, письмом сообщило о признании заключений РЭС (2006 и 2012 гг.). Группа из МГУ не знала об этом?

Согласно научной этике:

По правилам COPE (Committee on Publication Ethics), эксперт должен быть компетентен в теме.

Он не имеет права выносить отрицательное суждение о работе, если сам не публиковался в данной области или не создавал аналогичных систем.

Рецензент не должен публично разглашать отрицательное заключение без согласия автора, пока нет официального решения редакции или комиссии.

Этика требует: сначала обсудить с автором, дать шанс ответить, а не выносить суждение в прессе или на конференции.

Надо отметить, что официально отрицательное выступление «Группы из МГУ» при наличии «конфликта интересов» привело к отмене публикации в «Фронттиер» статьи А. Ягодина с доктором из США о краткосрочном прогнозе.

При этом была опубликована статья гл. редактора «Фронттиер» Gordon Woo. Было сорвано в Непале применение испытанной методики Хайфской лаборатории.

При этом получили распространение методы EEWS/TRUAA и были поддержаны методы «извещения о том, что началось землетрясение».

В свою очередь эти события привели к 58 000 погибших в Турции и большим жертвам в других странах в 2023 г.

**Ответы лаборатории А. Ягодина «Группе профессоров из МГУ» и вопросы МГУ к А.П. Ягодину (по статье 2019 г.).**

**1. Вопрос:** Как подтверждена физическая связь между зарегистрированными предшествующими сигналами и последующими землетрясениями? Какие независимые данные исключают возможность случайных совпадений или подгонки измерений под постоянную скорость КаУ-волны?

*Группа МГУ:* «...взаимная корреляция толчков и предшествующих сигналов ... о якобы всюду и всегда неизменно низкой скорости перемещений, не может считаться заведомо корректной. Возможна произвольная подгонка поступающих данных, а также предвзятая формальная компоновка пар предвестник-толчок под ранее постулированную постоянную скорость».

*Ягодин:* Для упрощения взаимопонимания ответы даются по материалам книги «КаУ-волна предупреждает землетрясение», проверенной и отредактированной членом-корреспондентом РАН, Президентом IASPEI, председателем РЭС проф. А.В. Николаевым. Каждое новое наблюдение обсуждалось с ним лично — в переписке, по телефону и при встрече в Институте геофизики Израила (2018).

Для статистически достоверных испытаний учитывались 20 землетрясений с магнитудой  $\geq 5,5$ . Более слабые исключались, чтобы не вносить множественные фоновые события, происходящие ежедневно. Это условие подтверждено в статье конференции 2017 г., экспертно одобренной проф. Е.А. Рогожиным.

В указанной книге приведена корреляция 0,99 между характеристиками аномалий и землетрясений, что указывает на физическую связь процессов. Сравнение графиков КаУ-волн (аномалий, записан-

ных за часы и сутки до события) с каталожными данными сейсмологов подтверждает трехфазную структуру, описанную в патенте WO2008053463 и в актах РЭС:

1. Появление серии предшествующих сигналов — фаза энергетического накопления.

2. Формирование сходящейся КаУ-волны со скоростью  $100 \pm 10$  км/ч (КаУ-константа), установленной в испытаниях 2006–2013 гг. под контролем РЭС.

3. Коллапс фронта в МЭБЗ (месте эпицентра будущего землетрясения), совпадающий с началом сейсмического разрыва.

Таким образом, физическая связь между предшествующими сигналами и землетрясениями подтверждена:

- временем (2–3 суток до события),
- направлением (векторы фронта сходятся к МЭБЗ),
- скоростью ( $100 \pm 10$  км/ч),
- воспроизводимостью на независимых станциях (Израиль, Италия, Непал, Охотское море, Аргентина–Чили).

Эти данные задокументированы в экспертизах РЭС (Николаев, 2006–2012), в письмах д-ра Рогожина (ИФЗ РАН, 2016), д-ра Мавродиева (ИЯИЯЭ, Болгария), д-ра Гилата (Израиль) и д-ра Таубе (США). Совокупность этих подтверждений исключает возможность «подгонки» и доказывает реальность механизма КаУ-волн.

**2. Вопрос:** По каким объективным критериям производится исключение «незначительных» землетрясений и выделение «значимых» аномалий? Как определяются пороговые значения амплитуды или энергии сигналов?

*Группа МГУ:* «Сомнений добавляет некое выбраковывание незначительных, по А.П. Ягодину, землетрясений, критерии сопоставления которых с предшествующими “значительными” или “незначительными” аномалиями не ясны».

*Ягодин* (уточненный вариант ответа): Пороговые критерии были определены экспериментально еще на стадии лабораторных испытаний (2005–2010) и уточнены при натурных измерениях 2011–2013 гг. под контролем РЭС.

Главное условие исключения «незначительных» землетрясений — их магнитуда менее 5,5, поскольку в этом диапазоне энергия события сопоставима с локальными помехами и не обеспечивает устойчивой регистрации аномалии на дальних станциях.

Для анализа принимались только события  $\geq M 5,5$ , а на расстояниях свыше 1500 км — только  $\geq M 6$ . Это требование зафиксировано в книге «КаУ-волна предупреждает землетрясение» и в экспертных заключениях РЭС (Николаев 2006–2012).

Амплитудный критерий сигнала определяется соотношением:

$$A \geq 3 \times \sigma,$$

где  $A$  — амплитуда аномалии,  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение фонового шума.

Таким образом, для включения события в анализ амплитуда должна превышать фон не менее чем втрое.

Если это условие не выполняется, событие исключается как незначимое.

Такое ограничение полностью исключает случайные совпадения, поскольку слабые и неоднозначные отклонения не рассматриваются.

Разделение «значимых» и «незначимых» событий основано на:

1. Энергетическом критерии — магнитуда  $\geq 5,5$  (или 6,0 при больших расстояниях);

2. Амплитудно-шумовом критерии —  $A \geq 3\sigma$ .

В патенте WO2008053463 эти принципы закреплены и признаны экспертами РЭС стандартом обработки данных.

**3. Вопрос:** Как объясняется утверждение о достоверной корреляции предвестников с землетрясениями на расстояниях до 5000 км и более, если известные поля быстро затухают с расстоянием?

*Группа МГУ:* «...сообщается, что надежная корреляция упомянутых параметров неоднократно подтверждена; аномалии — предвестники землетрясений с М 4 зафиксированы при удаленности от эпицентров до 700 км, с М 5 — до 1500 км, с М 6 — до 5000 км, с М 7 и более — на любых удалениях.»

*Ягодин (редакционно оформленный вариант):* Если построить профиль изменения амплитуды КаУ-волны от центра к периферии, видно, что амплитуда возрастает от периферии к центру примерно в кубической зависимости от расстояния.

Примерно на двух третях пути прирост амплитуды относительно плавный, затем — резкий скачок энергии, соответствующий фазе схождения фронта к месту эпицентра будущего землетрясения (МЭБЗ).

При сравнении с уровнем естественных шумов установлено, что превышение фона (в три раза и более) фиксируется уже на расстояниях 500–700 км, что и определяет предельную чувствительность системы при магнитудах свыше 6.

При более слабых землетрясениях ( $M < 5,5$ ) амплитуда аномалий на таких расстояниях не превышает порога чувствительности.

Главное отличие КаУ-волны от известных электромагнитных, акустических и упругих волн заключается в направлении переноса энергии.

Это не прямая волна, расходящаяся от эпицентра, а сходящаяся круговая гравитационно-сейсмическая волна, движущаяся к месту будущего землетрясения.

По мере приближения к центру ее энергия возрастает за счет преобразования потенциальной энергии в кинетическую от большого диаметра до диаметра гипоцентра, что и объясняет отсутствие затухания с расстоянием.

Таким образом, датчик фиксирует проходящий фронт волны, направленной к эпицентру, — а не «слушает» удаленное поле.

Отсюда следует принципиальное различие между волной, создающей поле вокруг себя, и бегущей волной к центру конуса (как у алмазных кимберлитовых трубок), проходящей через сенсоры станции.

Именно поэтому станция в Хайфе регистрировала значительный рост энергии фронта, связанного

с землетрясением в Охотском море: волна проходила через датчик на своем пути к месту эпицентра, что полностью подтверждает физику процесса, изложенную в патенте WO2008053463 и в книге «КаУ-волна предупреждает землетрясение».

**4. Вопрос:** Могут ли быть представлены первичные наблюдательные данные и метаданные регистраций для независимой проверки достоверности выводов о скорости и направлении КаУ-волн?

*Группа МГУ:* «Для разрешения вышеупомянутых сомнений методического характера нужен тщательный анализ первичных наблюдаемых данных».

*Ягодин:* Вся совокупность первичных наблюдений, использованных для анализа и приведенных в книге «КаУ-волна предупреждает землетрясение», прошла научное рассмотрение и одобрение специалистов: проф. А.В. Николаева (чл.-корр. РАН, Президент IASPEI, председатель РЭС), проф. Е.А. Рогожина (ИФЗ РАН), и д-ра А. Таубе (США, группа В. Кейлиса-Борока).

Эти материалы включают реальные графики регистрации аномалий КаУ-волн, полученные на станциях в Израиле, Италии, Непале, Аргентине и других регионах, с указанием времени, координат и амплитуд сигналов.

Именно эти данные подтверждают не только наличие постоянной скорости фронта волны ( $100 \pm 10$  км/ч), но и направленное схождение вектора энергии к месту эпицентра будущего землетрясения (МЭБЗ).

Физика процесса описана как превращение энергии планетарной связи, вращения и приливов в энергию землетрясения, рождающегося в гипоцентре волной Козырева-Ягодина.

Это доказано соответствием между энергетическими параметрами внешних планетарных взаимодействий и энергией зарегистрированных землетрясений, что исключает версию случайных «триггерных» запусков.

Таким образом, первичные наблюдения и метаданные, представленные в книге и в публикации «Этапы генезиса землетрясений» (ResearchGate, 2025), доказывают не только достоверность измерений скорости и направления КаУ-волн, но и реальность энергетического механизма, обеспечивающего их существование и связь с землетрясением.

**5. Вопрос:** Как обоснована заявленная 100%-я эффективность метода, если при анализе указанных 13 прогнозов точное совпадение по всем параметрам обнаружено лишь в 4–5 случаях?

*Группа МГУ:* «...А.П. Ягодиным выданы и задокументированы 13 прогнозов... указания мест ожидаемых землетрясений соответствуют требованиям полностью или приблизительно в 5 прогнозах из 13; времени — в 10, магнитуды — в 12. В итоге по всем трем параметрам соответствуют требованиям точно или приблизительно лишь 4 или 5 прогнозов».

*Ягодин:* Описанное в предыдущем пункте единство энергии и движения волны Козырева-Ягодина и магнитуды землетрясения подтверждает,

что наблюдаемый процесс представляет собой не отдельные события, а непрерывную динамику одной волны, проходящей через датчики станций и регистрирующей возрастание амплитуды пиков в соответствии с ростом текущей энергии.

Такое поведение волны обеспечивает 100 %-ую физическую связь между зарегистрированной КаУ-волной и магнитудой землетрясения, происходящего в конце ее пути — в месте эпицентра будущего землетрясения (МЭБЗ).

Отклонения от этого соответствия возможны только при нарушении методики измерений, неправильной установке датчиков или неучете поправок, которые рассчитываются в процессе градуировки аппаратуры в естественных условиях.

Таким образом, речь идет не о «подгонке», а о точном соответствии непрерывного физического процесса — от начала накопления энергии до коллапса фронта КаУ-волны.

**6. Вопрос:** Почему в документации не определены четкие границы «сектора прогнозной ответственности» (СПО), что не позволяет оценить долю предсказанных и непредсказанных событий?

*Группа МГУ:* «Неясность расположения и границ СПО не позволила сопоставить число прогнозов, пусть только частично оправдавшихся, с числом непредсказанных катастроф».

*Ягодин:* Согласно изменению амплитуды волны от расстояния, которое пройдет КаУ-волна, и геоморфологии, в пункте 3 указано возможное влияние этих особенностей на амплитуду сигнала на станциях, влияя на магнитуду будущих землетрясений. Это влияние обязательно должно учитываться при описании методики для избежания ошибок в измерениях.

Как указано в пункте 3, амплитуда КаУ-волны изменяется в зависимости от расстояния, пройденного волной, и геоморфологических особенностей региона.

Эти факторы влияют на форму и величину сигнала, регистрируемого станциями, и, следовательно, на определяемую магнитуду будущего землетрясения.

Именно по этой причине границы сектора прогнозной ответственности (СПО) не могут быть заданы жестко — они должны определяться динамически, с учетом конкретных геофизических условий распространения волны и характера рельефа.

Такое изменение амплитуды с расстоянием и структурой среды обязательно учитывается в методике, чтобы избежать ошибок в измерениях и ошибками в интерпретации данных.

Фактически, СПО является функцией энергии волны, расстояния и геоморфологии, а не постоянным административным сектором на карте.

**7. Вопрос:** Как, по мнению автора, возможно достичь одновременно высокой точности и надежности краткосрочного прогноза, если сама сейсмогеодинамическая система описывается как детерминированно-хаотическая?

*Группа МГУ:* «...в общем потоке происходящих сильных землетрясений доля корректно кратко-

срочно прогнозируемых событий всегда и везде незначительна... предельная лаконичность традиционной формулы прогноза “место, энергия, время” без конкретной и точной расшифровки дезориентирует исследователей...»

*Ягодин:* Ключевая ошибка в приведенном утверждении заключается в неправильном понимании стадии «хаотичности» сейсмогеодинамической системы.

Хаотичным является только начальный период перераспределения напряжений в литосфере, тогда как финальная стадия — фаза схождения энергии — носит строго детерминированный характер.

Именно в этой фазе возникает КаУ-волна — гравитационно-сейсмическая волна, отражающая закономерное сжатие среды и концентрирование энергии в МЭБЗ (месте эпицентра будущего землетрясения).

Метод краткосрочного прогноза не стремится описывать хаотическую фазу накопления, а фиксирует момент перехода системы из хаоса в порядок, то есть начало целенаправленного движения энергии к центру.

На этой стадии процессы уже управляются законами динамической устойчивости, и параметры “место, энергия, время” становятся вычислимыми.

Именно поэтому наблюдаемые КаУ-волнения дают возможность определить:

- направление фронта волны, что соответствует месту будущего эпицентра;
- амплитуду сигнала и ее изменение на пути движения фронта волны;
- застывание от места начала резонанса до места его завершения, что связано с будущей магнитудой;
- момент коллапса фронта, определяющий время землетрясения.

Таким образом, высокая точность прогноза достигается не вопреки «хаотичности», а благодаря тому, что метод Ягодина регистрирует детерминированную фазу резонансного схождения энергии, предшествующую землетрясению.

Эта закономерность подтверждена практическими испытаниями и экспертными заключениями РЭС (2006–2013) и фиксируется во всех известных успешных прогнозах.

**Заключение.** Видимая простота решения проблемы прогноза землетрясений способна обмануть — и в итоге уничтожить само решение, как это уже происходило в истории.

Так, методика китайского сейсмолога Чжан Хэна, созданная еще в 132 году, была утрачена на многие столетия. Только спустя почти две тысячи лет ее физический смысл — обнаружение предшествующего сигнала, предвещающего землетрясение, — вновь реализован в Хайфской лаборатории, где в ходе многолетних исследований была создана и испытана система краткосрочного прогноза землетрясений на основе КаУ-волн.

УДК 550.343

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-152-155

## ОТВЕТ НА СТАТЬЮ А.П. ЯГОДИНА «КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ФИЗИЧЕСКАЯ РЕАЛЬНОСТЬ КАУ-ВОЛН.

Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3)»

Владимир Сергеевич Захаров 

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

**Аннотация.** Приводится ответ на критическую рецензию А.П. Ягодина статьи [Короновский и др., 2019].

**Ключевые слова:** землетрясения, краткосрочный прогноз, КаУ-волна, эффективность прогнозирования, нелинейная система, фрактальная геосреда, динамический хаос

**Для цитирования:** Захаров В.С. Ответ на статью А.П. Ягодина «Краткосрочный прогноз землетрясений: физическая реальность КаУ-волн. Рецензия на статью: Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3)» // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 152–155.

## REPLY TO THE PAPER BY A.P. YAGODIN “SHORT-TERM EARTHQUAKE PREDICTION: THE PHYSICAL REALITY OF KAY-WAVES”

Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. “Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?” (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3)

Vladimir S. Zakharov 

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru , <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

**Abstract.** This paper provides a response to the critical review by A.P. Yagodin of the article [Koronovsky et al., 2019].

**Keywords:** earthquakes, short-term prediction, KaY-wave, prediction efficiency, nonlinear system, fractal geoenvironment, dynamic chaos

**For citation:** Zakharov V.S. Reply to the paper by A.P. Yagodin “Short-term earthquake prediction: the physical reality of KaY-waves. Review of the Article by Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. “Short-Term Earthquake Prediction: Reality, Scientific Perspective or Phantom Project?” (Moscow University Geol. Bull. 2019; 3)”. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 152–155. (In Russ.).

Ответ составлен одним из авторов статьи [Короновский и др., 2019], поскольку два других соавтора, профессор Н.В. Короновский и к.г.-м.н. А.А. Наймарк, к великому сожалению, уже не могут принять участие в дискуссии.

**Вопросы научной этики и конфликта интересов.** Прежде всего отметим, что цель нашей статьи [Короновский и др., 2019], также как и ряда других, более ранних и поздних работ [Захаров, 2010, 2011, 2013, 2014; Короновский, Наймарк, 2012, 2013; Короновский и др., 2021] — высказать свое видение проблемы прогноза землетрясений, особенно краткосрочного. Это своего рода формулировка нашего «кредо» по данной проблеме, основанная на опыте работы и изучении нелинейных динамических хаотических систем, в том числе сейсмотектонических.

Наша статья — не экспертиза, а научная публикация по актуальной проблеме в рамках важной научной дискуссии, продолжающейся долгие годы. Статья опубликована в научном общедоступном журнале с соблюдением установленных правил рецензирования и редактирования, а также общепринятых этических норм. В статье критически, но корректно анализируются методики прогноза (не только А.П. Ягодина, но и ряда других авторов) на основании опубликованных материалов, на что мы безусловно имеем право, это — обычная научная практика.

Далее, вне зависимости от высказываний и/или заключений других, даже самых авторитетных, специалистов (а упомянутые автором Е.А. Рогожин и А.В. Николаев, несомненно, относились к таким),

мы имеем право высказываться по научным проблемам в рамках научной дискуссии, оперируя научными аргументами. Более того, Е.А. Рогожину были известны наше скептическое отношение к проблеме прогноза, что мешало нашему плодотворному сотрудничеству с ним в области, например, выявления потенциальных очагов землетрясений [Рогожин и др., 2011].

Мы категорически заявляем об отсутствии каких-либо конфликтов интересов как с А.П. Ягодиным, так и с рядом других исследователей, работы которых критически рассмотрены в наших статьях. Мы не выполняли ничьих «заказов», никогда не писали письма ни в какие инстанции и не препятствовали внедрению каких-либо методов прогноза землетрясений. Также мы не имели и не имеем отношения к принятию решений по внедрению (или не внедрению) тех или иных методов прогноза землетрясений.

При этом автор рецензии намекает, что мы некомпетентны в данной области. Отметим, что фундаментальные основы нашего критического взгляда на проблему прогноза, особенно краткосрочного, изложены в целом ряде наших работ [Захаров, 2010, 2011, 2013, Короновский, Наймарк, 2012, 2013; Короновский и др., 2019, 2021], прошедших положенную научную экспертизу, а также в успешно защищенной докторской диссертации автора этих строк [Захаров, 2014].

Однако при такой постановке возникает встречный вопрос: почему у самого А.П. Ягодина нет статей в солидных рецензируемых профильных журналах? Во всяком случае, нам не удалось их найти, и в списках литературы в публикациях самого автора (в т.ч. в рассматриваемой рецензии) ссылки на такие статьи отсутствуют.

И, наконец, огромные жертвы сильных землетрясений — несомненно, трагедия, но причина их вовсе не в критическом рассмотрении проблемы прогноза в научных статьях. Тем более наша статья (2019) никак не могла повлиять на прогнозирование (или не прогнозирование) землетрясения 2011 г. в Японии (видимо, имеется в виду землетрясение Тохоку,  $M=9,0$ ).

#### **Вопросы статистического обоснования метода.**

А.П. Ягодин обосновывает достоверность применяемого им метода прежде всего статистикой успешных прогнозов [Ягодин, 2011, 2015, 2018а, 2018б, 2018в]. Однако несколько десятков испытаний — не очень обширная выборка.

Отделение фоновых событий остается по-прежнему неясной процедурой. Как «отфильтровать» их влияние? и каково оно? В работах автора говорится, что они легко выделяются, но нигде не приводится методика такой отбраковки, кроме границы  $M \geq 5,5$ , которая нуждается в обосновании.

Даже если принять предлагаемые критерии отбора и последующего прогноза, проблема в том, что эти критерии сформулированы эмпирически на основании достаточно ограниченного набора данных. Нет никаких гарантий, что другой (более

обширный, полученный в других регионах с другой тектонической обстановкой и т. п.) набор данных не приведет к пересмотру предлагаемых границ параметров, используемых в критерии.

Это, по нашему мнению, восходит к проблеме выделения четких границ в грубо-неоднородной, фрактальной среде и порождаемых ею хаотических процессах, которые также характеризуются степенными законами распределений (ярчайшие примеры — закон Гутенберга–Рихтера и закон Омори). Такие свойства не позволяют, или по крайней мере весьма затрудняют, получение объективных критериев разделения по масштабам (пространственным, временным, энергетическим).

Одним из главных аргументов в пользу своего метода А.П. Ягодин считает высокий (0,99) коэффициент корреляции между характеристиками регистрируемых аномалий и землетрясений. Однако необходимо отметить, что сам по себе коэффициент корреляции (даже самый высокий) *не является доказательством* причинно-следственной связи между событиями (см., например, [Кимбл, 1982]). Эту связь необходимо выявлять и доказывать, прежде всего предлагая и обосновывая ее *физические* механизмы. В работах А.П. Ягодина показана лишь некая *статистическая* связь (при этом без демонстрации всех необходимых статистических процедур и оценки достоверности сделанных выводов) на некотором ограниченном наборе выбранных событий.

Приводимые в работах А.П. Ягодина результаты показывают, по нашему мнению, в лучшем случае наличие проявлений неких предвестников землетрясения в виде предлагаемой авторами КаУ-волны. Само по себе наличие предвестников землетрясений мы не опровергаем, предвестники должны существовать и существуют, о чем мы прямо говорим в критикуемой автором работе [Короновский и др., 2019]. Не доказанным представляется другое: однородность проявления предвестников (любых, в т.ч. предлагаемых автором), возможность их корректного и достоверного выделения в потоке других сигналов, соотнесения выявленного аномального сигнала, используемого в качестве предвестника, с конкретными параметрами будущего сейсмического события. И уж более чем сомнительна возможность 100% прогноза.

Таким образом, *физическая* связь наблюдаемых аномалий и прогнозируемых землетрясений представляется не доказанной. Никакое «соответствие», зафиксированное на относительно небольшой выборке (и, к тому же, достаточно разрозненных фактов), не подтверждают гипотезу о физическом механизме (даже если этот механизм реален), тем более на 100%.

Более того, собственно физический механизм генерации и распространения КаУ-волны остаются неясными. «Превращение энергии планетарной связи, вращения и приливов в энергию землетрясения», о которой пишет А.П. Ягодин — непонятные общие

слова. Какие конкретно типы физического взаимодействия и физические механизмы (из известных науке) генерируют КаУ-волну? Нужна теория, уравнения и т. д., поскольку именно так работает физика, а геофизика — это все же раздел физики. Однако даже в книге [Ягодин, 2015], где, казалось бы, самое место для подробного описания метода, нечего этого нет.

Кстати, о землетрясении в Японии 2011 г., упомянутом автором неоднократно. Есть ли авторский прогноз этого мегаземлетрясения? Предупреждения автора, которые приводятся в публикациях в сети, имеют более чем неопределенный характер, как по положению, так и по магнитуде будущего события.

**Проблемы изложения методики.** Утверждается, что КаУ — «сходящаяся круговая гравитационно-сейсмическая волна, движущаяся к месту будущего землетрясения». Хотелось бы видеть пример подобной сходимости волны на основании регистрации на датчиках, расположенных таким образом, чтобы предлагаемый метод мог быть четко продемонстрирован. Сходимость волны к месту будущего события представлена только как идея на рисунке в статье [Ягодин, 2011]. В доступных публикациях приводятся только *направления* на прогнозируемые события, полученные по интерпретации измерений. Автор пишет об «изменения амплитуды КаУ-волны от центра к периферии», на основании которого делаются оценки магнитуды прогнозируемого события. Хотелось бы видеть графики таких зависимостей и их количественные оценки, методику пересчета в амплитуды КаУ-волны в магнитуды прогнозируемых событий и т. д. Четко это не показано ни в одной работе автора.

Далее, А.П. Ягодин пишет, что «амплитуда КаУ-волны изменяется в зависимости от расстояния, пройденного волной, и геоморфологических особенностей региона». Тут возникает ряд вопросов. Почему только «геоморфологических»? Строение коры, литосферы и (в случае удалённых событий) более глубоких слоев Земли не влияет на прохождение волны? И, следовательно, на ее энергию и магнитуду будущего землетрясения? Какой «регион» имеется в виду? зарождения волны? расположения эпицентра землетрясения? прохождения волны? Из общих соображений — должны влиять все особенности строения геосреды на пути волны, которые не всегда известны.

Вообще, в работах А.П. Ягодина присутствуют довольно странные взгляды на строение оболочек Земли: «Планета представляет собой пластичную массу астеносферы, окруженную твердой Земной корой, на которую давит атмосфера» [Ягодин, 2018в, с. 9], «...при отражении волны от границы «астеносфера — земная кора»... (там же, с. 10).

Упомянутый А.П. Ягодиным в Заключении прибор («сейсмограф») Чжан Хэна регистрировал *приход* сейсмической волны *от* источника к точке наблюдения, и фиксировал это направление (поэтому

точнее его называть *сейсмоскоп*, так как прибор ничего на записывал). Если, согласно предлагаемой методике, КаУ-волна движется *в направлении* очага будущего землетрясения, т.е. в противоположном направлении и до события, то в чем тут сходство, на которое указывает автор?

**Заключение: принципиальные проблемы прогноза.** Возможно, распространение Ка-У-волны и является в основном вполне детерминированным, т.е. прогнозируемым процессом (хотя трудно об этом говорить без понимания ее физики). Однако, по нашему мнению, фундаментальные особенности хаотической сейсмогенерирующей системы проявляются в значительной мере именно на стадии генерации разнообразных сопутствующих процессов. В таких системах практически невозможно выявить, какие именно (возможно, весьма малые) изменения могут вызвать сильный отклик. Образно это можно сформулировать в виде высказывания «Землетрясение, когда оно начинается, не знает, какой силы оно будет».

Такой взгляд восходит к работам классиков сейсмологии, которые, работая в том числе в направлении разработки основ теории землетрясений, понимали сложность и принципиальную ограниченность прогноза. К. Касахара [1985] характеризовал генерацию землетрясения как процесс с «короткой памятью». В книге Т. Рикитакэ [1979] говорится, что невозможно точно связать начальный сигнал с итоговым масштабом из-за «шума» и сложности коры. К. Аки [1984] указывал, что «стартовый толчок» одинаков для малых и больших событий, система не может предсказать магнитуду.

В таком случае практически невозможно определить, о каких изменениях сейсмогенерирующей системы несут информацию предвестники (это касается, по мнению авторов, любых типов предвестников, в т.ч. КаУ-волны).

Подводя итог, повторим сказанное в наших предыдущих работах [Короновский, Наймарк, 2012, 2013; Короновский и др., 2019, 2021]. Предвестники землетрясений, несомненно, существуют (более того, их счет идет на сотни, если не на тысячи), но одного этого недостаточно для *надежного* (тем более краткосрочного) прогноза сейсмического события. Это — фундаментальное следствие нелинейности сейсмогеодинамических систем, функционирующих детерминированно-хаотически во фрактальной геосреде.

При этом еще раз подчеркнем, что мы не ставили и не ставим задачу прекратить какие-либо (или чьи-либо) исследования в области прогноза землетрясений. По нашему мнению, фундаментальные работы по проблеме сейсмопрогнозирования могут принести позитивные результаты, которые трудно (или даже невозможно) заранее предвидеть, запланировать и оценить.

**Конфликт интересов:** автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 10–17.
- Захаров В.С. Динамические и фрактальные характеристики временных рядов выделения сейсмической энергии // Нелинейный мир. 2010. № 4. С. 234–242.
- Захаров В.С. Динамические характеристики временных рядов GPS и их связь с сеймотектоническими особенностями региона // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2013. № 3. С. 29–37.
- Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2014. 281 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Кимбл Г. Как правильно пользоваться статистикой. М.: Финансы и статистика, 1982. 294 с.
- Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 3–12.
- Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Непредсказуемость сильных землетрясений: новое понимание проблемы и ее решение // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2021. № 3. С. 17–25.
- Короновский Н.В., Наймарк А.А. Землетрясения; возможен ли прогноз? // Наука и жизнь. 2013. № 3. С. 37–43.
- Короновский Н.В., Наймарк А.А. Непредсказуемость землетрясений как фундаментальное следствие нелинейности геодинамических систем // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 3–12.
- Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 390 с.
- Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д., Захаров В.С. и др. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений — основа реального сейсмического прогноза. М.: Светоч Плюс, 2011. 368 с.
- Ягодин А.П. Генезис землетрясений (и использование предвестников, возникающих на всех этапах развития землетрясения) // Технологии обеспечения комплексной безопасности, защиты населения и территорий от чрезвычайных ситуаций — проблемы, перспективы, инновации. Материалы XVI международной научно-практической конференции. М.: МЧС РФ, 2011. С. 301–306.
- Ягодин А.П. Кау-волна предупреждает землетрясение. Хайфа: Akavish, 2015. 78 с.
- Ягодин А.П. Метод краткосрочного прогноза землетрясений // Austria science. 2018б. № 11. С. 11–18.
- Ягодин А.П. Метод краткосрочного прогноза землетрясений // Scientific pages. 2018в. № 7. С. 3–10.
- Ягодин А.П. Этапы генезиса землетрясений // Austria science. 2018а. № 11. С. 8–10.
- Aki K. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1984. Vol. 89. Issue B7. P. 5867–5872.

Статья поступила в редакцию 30.10.2025,  
одобрена после рецензирования 12.11.2025,  
принята к публикации 24.04.2026

УДК 551.761.2:551.242.5:550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-156-158

**КОММЕНТАРИЙ К СТАТЬЕ: Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др.  
Возраст тетраподной фауны «Mastodonsaurus» (средний триас)  
Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного  
U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации  
(Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3)**

**Юрий Александрович Костицын** ✉

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; kostitsyn@geokhi.ru ✉

**Аннотация:** Дана научная рецензия на статью в журнале «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология» (2025. № 3).

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, Прикаспийская впадина, средний триас, фауна тетрапод, U-Pb LA-ICPMS датирование цирконов, модель седиментации

**Для цитирования:** Костицын Ю.А. Комментарий к статье: Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «Mastodonsaurus» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации (Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 156–158.

**COMMENT ON THE ARTICLE: Silantiev V.V., Kulikova A.V., Novikov I.V., et al.  
The Age of the Tetrapod Fauna “Mastodonsaurus” (Middle Triassic) of the East  
European Platform: First U-Pb LA-ICPMS Radioisotopic Dating Results. Article 2.  
Datings and Model of Sedimentation (Moscow University Geol. Bull. 2025; 3)**

**Yuriy A. Kostitsyn** ✉

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; kostitsyn@geokhi.ru ✉

**Abstract:** This is a scientific review of an article in journal *Moscow University Geol. Bull.* (2025. No. 3).

**Keywords:** East European Platform, Pre-Caspian Depression, Middle Triassic, continental sediments, radioisotope U-Pb LA-ICPMS dating, tetrapod faunas

**For citation:** Kostitsyn Yu.A. Comment on the article: Silantiev V.V., Kulikova A.V., Novikov I.V., et al. The Age of the Tetrapod Fauna “Mastodonsaurus” (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICPMS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation (*Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3). *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 156–158. (In Russ.).

Название статьи привлекло мое внимание так как в ней сообщается о датировании фауны с помощью U-Pb изотопной системы, что само по себе уникально и даже сенсационно. Такой материал вполне мог бы стать хорошим дополнением к лекциям для студентов. Однако при ближайшем знакомстве с содержанием статьи я нашел в ней целый ряд спорных положений и недопустимых «улучшений» представленных данных.

В статье В.В. Силантьева и др. [2025b] представлены результаты U-Pb датирования циркона, выделенного из почвенного прослоя в разрезе одного из карьеров в Прикаспийской впадине. Здесь в осадочном чехле авторами описан контакт верхов эльтонской свиты (?) и основания индерской свиты. Этот почвенный прослой венчает эльтонскую свиту, и в настоящее время представляет собой осветленный глинистый материал, который авторы публикации без каких-либо обсуждений и оснований назвали преобразованным вулканическим

туфом. Может быть, они правы, но доказательств этому утверждению в статье не приводится, так же, как и в первой части этой работы В.В. Силантьева и др. [2025a]. Такое представление исследуемого материала вызывает законные сомнения в происхождении циркона, так как в осадочных породах мы нередко встречаем детритовые зерна устойчивых к выветриванию минералов и исследования детритового циркона широко распространены. Косвенным доводом в пользу правоты авторов цитируемой работы является то, что все проанализированные зерна циркона оказались довольно близкими по возрасту (см. ниже), что не характерно для привнесенного извне циркона, однако даже этот слабый довод авторами этой работы не обсуждается.

Следующее, что вызывает удивление, это утверждение о датировании фауны «Mastodonsaurus», установлении нижнего предела ее возраста. Если верх эльтонской свиты действительно представляет собой один из почвенных прослоев туфа (всего

авторы выделили три таких прослоя в изученном разрезе этой свиты), а в пределах вышележащей индерской свиты зафиксированы признаки жизни земноводных, то в накоплении этого осадочного разреза имел место более или менее продолжительный перерыв, хиатус. В отличие от индерской свиты, эльтонская свита в изученном разрезе лишена ихнофоссилий и биотурбации [Силантьев и др., 2025a]. Сочетание палеопочвы в кровле нижележащей свиты и признаков водной среды (земноводные) в основании вышележащей свиты является классическим стратиграфическим признаком перерыва в осадконакоплении и смены палеогеографической обстановки от континентальной (субаэральной) к мелководной континентальной (озерно-болотной). Тогда возраст верхнего горизонта эльтонской свиты может быть заметно оторван (древнее) от возраста залегающих на ней нижних горизонтов индерской свиты.

Однако это не главные проблемы обсуждаемой работы. Обратимся к собственно изотопным данным.

На рис. 1 приведена копия рис. 5, Б из статьи Силантьева и др. (2025б). Авторы сообщают, что из 80 проанализированных зерен циркона они отбраковали 19, для которых вычисленная ими степень дискордантности по модулю оказалась более 10%. Оставшиеся результаты (61 зерно, как сказано в тексте статьи), очевидно, представлены на графике. По утверждению авторов в пробе отчетливо выделяются два возрастных кластера. При этом «Более древние цирконы имеют конкордантное значение возраста  $252,6 \pm 1,5$  млн лет (рис. 5, А; 6, А). Наиболее молодой возраст  $241,6 \pm 1,0$  млн лет (рис. 5, Б; 6, Б), в целом отвечающий границе между анизийским и ладинским ярусами, принят нами как возраст формирования туфового прослоя и вмещающих его отложений эльтонской свиты» [Силантьев и др., 2025б: 32].

Критическим упущением является отсутствие в статье какого-либо обсуждения природы двух возрастных популяций циркона в материале, который, по утверждению авторов, не подвергался высокотемпературному метаморфизму. Объяснение такого возрастного распределения является обязательным для обоснования генетической интерпретации породы.

Меня на приведенных графиках работы В.В. Силантьева и др. [2025б] удивило и даже насторожило следующее. Такое стройное расположение двух групп эллипсов ошибок (рис. 1) указывает на очень малый разброс результатов измерений каждого кластера, гораздо меньший, чем позволяют аналитические погрешности. И сам факт, что в предполагаемом туфе проявлены два очень близких значения возраста тоже удивил. Если эта глинка — бывшая дистальная тефра, то два близких возраста в ней — что-то уникальное. Поэтому я обратился к Приложению 3 к этой публикации, в котором приведены результаты U-Pb изотопного анализа зерен циркона.

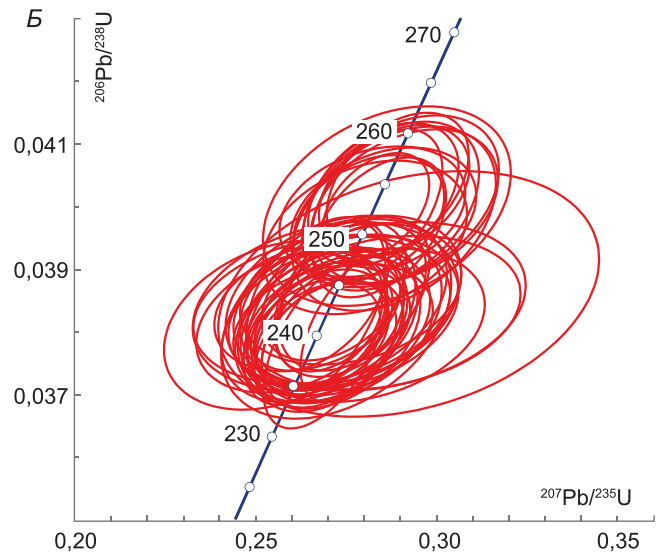


Рис. 1. График с конкордией из статьи В.В. Силантьева и др. [2025б]

Оказалось, что в таблице из проанализированных 80 результатов измерения отбракован 21 с дискордантностью менее 10% путем зачеркивания текста, что предусмотрено при использовании программного пакета Isoplot [Ludwig, 1991]. Чтобы удовлетворить несколько противоречивым условиям статьи В.В. Силантьева [2025] использовать 61 анализ (для точного совпадения с текстом анализируемой статьи В.В. Силантьева с коллегами), пришлось временно добавить еще два анализа с дискордантностью менее 11%. Оба варианта расчетов, при  $N = 61$  и  $N = 59$  показаны на рис. 2, А и Б соответственно.

Как видно из графиков на рис. 2, А и Б, нет ни малейшего намека на образование двух кластеров, показанных на рис. 1. Представленное авторами расположение эллипсов на рис. 1 принципиально не соответствует тому, что можно получить на основе их же первичных данных, приведенных в Приложении 3.

По данным, показанным на рис. 2, Isoplot позволяет рассчитать значение возраста относительно конкордии лишь при  $N = 59$ , т.е. при дискордантности по модулю отдельных данных менее 10%. Строго говоря, этот результат сложно называть конкордантным, так как средний квадрат взвешенных отклонений равен 19 — это многовато для надежной оценки. На обоих графиках также видно, что итоговый (красный) эллипс доверительного интервала искомого результата не касается конкордии. Тем не менее, в качестве оценки возраста по всей совокупности использованных зерен циркона возраст, с определенными оговорками, можно оценить как  $245,8 \pm 0,9$  млн лет.

Это значение возраста многое меняет в обсуждаемой статье. Возраст, полученный по одному из «улучшенных» кластеров,  $241,6 \pm 1,0$  млн лет очень хорошо совпал с ранее полученным и гораздо более точно измеренным (Wotzlaw et al., 2018) возрастом нижней границы ладинского яруса, к основанию

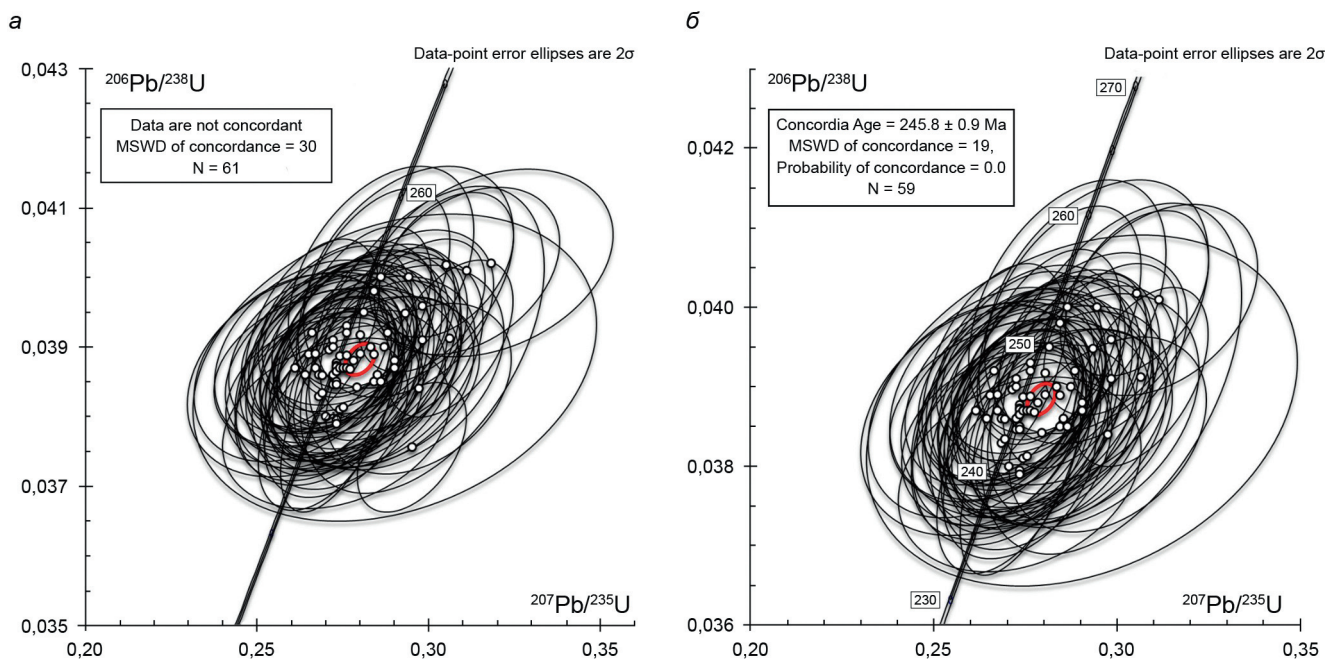


Рис. 2. Графики с конкордией, построенный по данным Приложения 3 статьи В.В. Силантьева и др. [2025]. На графике А использован 61 анализ с дискордантностью менее 11 %, на графике Б — 59 анализов с дискордантностью менее 10 %

которого относится индерская свита. Однако, всё что можно получить из данных, опубликованных в работе В.В. Силантьева и др. [2025б], это значение возраста циркона  $245,8 \pm 0,9$  млн лет, что лишает авторов возможности объявить о датировании ими фауны «*Mastodonsaurus*».

**Выводы.** В работе В.В. Силантьева и др. [2025а, б] нет обоснования, что глинистый почвенный горизонт в верхней части эльтонской свиты является измененным туфом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 1. Литологическая характеристика и условия формирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 2. С. 19–32.

Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2.

Опубликованный В.В. Силантьевым и др. [2025б] U-Pb возраст по циркону глинистого почвенного покрова эльтонской свиты не соответствует первичным аналитическим данным, приведенным в Приложении 3 к этой публикации, и не может быть воспроизведен на их основе.

Представленные в работе В.В. Силантьева [2025] геохронологические результаты не позволяют оценить изотопный возраст фауны «*Mastodonsaurus*», обнаруженной ими в разрезе индерской свиты.

Датировки и модель седиментации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 26–37.

Ludwig K.R. ISOPLOT; a plotting and regression program for radiogenic-isotope data; version 2.53 // US Geological Survey. 1991. № 91-445.


Wotzlaw J.F., Brack P., Storck J.C. High-resolution stratigraphy and zircon U-Pb geochronology of the middle triassic buchenstein formation (dolomites, Northern Italy): Precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the anisian-ladinian boundary interval // J. Geol. Soc. 2018. Vol. 175, No. 1. P. 71–85.

Статья поступила в редакцию 12.11.2025, одобрена после рецензирования 12.11.2025, принята к публикации 24.04.2026

УДК 551.761.2:551.242.5:550.93  
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-159-160

## ОТВЕТ НА КОММЕНТАРИЙ К СТАТЬЕ «ВОЗРАСТ ТЕТРАПОДНОЙ ФАУНЫ “MASTODONSAURUS” (СРЕДНИЙ ТРИАС) ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ РАДИОИЗОТОПНОГО U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ. СТАТЬЯ 2. ДАТИРОВКИ И МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ»

Владимир Владимирович Силантьев 

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия; Филиал Казанского федерального университета в городе Джизаке, Джизак, Республика Узбекистан; Vladimir.Silantiev@kpfu.ru , <https://orcid.org/0000-0003-2858-0708>

**Аннотация:** Дан ответ автора на комментарий к статье в журнале «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология» (2025. № 3).

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, Прикаспийская впадина, средний триас, фауна тетрапод, U-Pb LA-ICPMS датирование цирконов, модель седиментации

**Для цитирования:** Силантьев В.В. Ответ на комментарий к статье «Возраст тетраподной фауны “Mastodonsaurus” (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICP-MS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации» // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 159–160.

## REPLY TO THE PAPER «THE AGE OF THE TETRAPOD FAUNA MASTODONSAURUS (MIDDLE TRIASSIC) OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: THE FIRST DATA OF RADIOISOTOPE U-Pb LA-ICP-MS DATING. ARTICLE 2. DATINGS AND MODEL OF SEDIMENTATION»

Vladimir V. Silantiev 

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; Kazan Federal University, Branch in Jizzakh, Jizzakh, Republic of Uzbekistan; Vladimir.Silantiev@kpfu.ru 

**Abstract:** This is the author's response to the comment in journal *Moscow University Geol. Bull.* (2025. No. 3) .

**Keywords:** East European Platform, Pre-Caspian Depression, Middle Triassic, tetrapod fauna, radioisotope U-Pb LA-ICPMS dating, continental sediments

**For citation:** Silantiev V.V. Reply to the comment on the paper “The Age of the Tetrapod Fauna *Mastodonsaurus* (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICP-MS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation”. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 159–160. (In Russ.).

Мы благодарны автору комментария за внимательное отношение к нашей работе и ее детальный анализ. Название статьи само по себе подчеркивает как новизну, так и ограничения полученных результатов: речь идет о **первых данных** датирования методом U-Pb LA-ICP-MS и о среднетриасовом возрасте комплекса *Mastodonsaurus*. Применяемый нами метод в современной геохронологической практике рассматривается, прежде всего, как инструмент скрининговых оценок возраста, задающих интервал для последующего уточнения высокоточным датированием, в том числе другими лабораториями.

В нашей статье мы нигде не утверждаем, что «непосредственно датировем фауну». Датирован обогащенный цирконами вулканогенный горизонт в кровле эльтонской свиты, подстилающий слои с фауной *Mastodonsaurus*. Соответственно, полу-

ченный возраст задает лишь нижний возрастной предел индерской свиты и ассоциированной с ней фауны, и не является датировкой захоронения костных остатков. В этом смысле предложенная в комментарии модель с датировкой  $245,8 \pm 0,9$  млн лет также интерпретируется как оценка возраста границы эльтонской и индерской свит и также укладывается в рамки среднего триаса, не противореча выводу о среднетриасовом возрасте мастодонтового комплекса.

Данные LA-ICP-MS-измерений, на которых основаны наши выводы, открыты и выложены в электронном приложении (таблица S3 <https://zenodo.org/records/15158995>), наряду с детальным описанием разреза и положением датированного прослоя. Это позволяет всем желающим проводить дополнительные полевые и лабораторные исследования, предлагать альтернативные варианты стати-

стической обработки и обсуждать их геологический смысл. Мы рассматриваем такой диалог как одну из наиболее полезных форм научного процесса, особенно когда речь идет о первых датировках разреза на территории известного, но давно не переизучавшегося региона.

Мы согласны с тем, что вулканогенная природа датированного прослоя раскрыта в статье недостаточно аргументированно. После поступления комментария мы провели дополнительные исследования, результаты которых сводятся к следующему. В тонких шлифах датированный глинистый прослой представлен массивной неслоистой глинистой массой, в которой беспорядочно рассредоточены немногочисленные обломки кварца остроугольной и игольчатой формы; местами наблюдаются участки карбонатизации, реликты слюды и мелкие карбонатные микроконкреции. Рентгеноструктурный анализ показал, что глинистая фракция состоит преимущественно из смешанослойного минерала иллит–сметитового ряда. По данным ICP-MS прослой характеризуется повышенными относительно фона содержаниями Th, Ta и Hf, пониженными содержаниями Ti, Sc, Cr, V, Ni, Co, Zn и U, высоким отношением La/Yb и слабой европиевой аномалией.

В совокупности перечисленные признаки позволяют обоснованно предполагать, что исходный материал датированного прослоя представлял собой кислый вулканический пепел, впоследствии преобразованный в глинистый горизонт, который затем был дополнительно изменен палеопочвенными процессами. Подробное изложение и обсуждение этих данных планируется в отдельной статье.

В заключение мы еще раз благодарим автора комментария за инициацию научного обсуждения, позволившего детализировать имеющийся материал и его интерпретацию. Одной из главных задач нашей публикации было привлечение внимания научного сообщества к находке в палеопочвах континентальной формации вулканогенного прослоя с пригодными для U–Pb датирования цирконами. Комментарий и последовавшая дискуссия показывают, что эта задача действительно оказалась актуальной. При всех методических ограничениях данные U–Pb LA-ICP-MS уверенно указывают на наличие в верхней части эльтонской свиты уровня, который позволяет обосновать среднетриасовый возраст основания индерской свиты и, соответственно, задать разумные временные рамки существования фауны *Mastodonsaurus*.

Статья поступила в редакцию 08.02.2026,  
одобрена после рецензирования 17.03.2026,  
принята к публикации 24.04.2026

## 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. КОЩУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. КУВШИНОВ** — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха  
**А.В. ЛОПАТИН** — доктор биологических наук, профессор  
**А.М. НИКИШИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.Р. ОГАНОВ** — профессор Университета Стони-Брук, США  
**ПЕНДА ЧЖАО** — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета,  
профессор Китайского университета наук о Земле  
**А.Л. ПЕРЧУК** — доктор геолого-минералогических наук  
**С.П. ПОЗДНЯКОВ** — доктор геолого-минералогических наук  
**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН  
**Ю.В. РОСТОВЦЕВА** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.И. СТАРОСТИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. СТУПАКОВА** — доктор геолого-минералогических наук, доцент  
**СЭНЖЕНГ ЛИ** — профессор Университета океанологии Китая  
**В.Т. ТРОФИМОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Р. ФОГЛЕР** — профессор Даремского университета  
**И.В. ШПУРОВ** — доктор технических наук

### Адрес редакции:

*e-mail:* vtmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.*

*Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 27.04.2026. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 20,0. Уч.-изд. л. 13,2. Тираж экз.

Изд. № 13358. 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



Все материалы журнала опубликованы на условиях лицензии Creative Commons Attribution 4.0 License



All the published materials are licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 License

**ISSN 0201-7385**  
**ISSN 0579-9406**

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)  
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)