

ISSN 0024-497X

Январь - Февраль 2025

Номер 1



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2025

Состав, литогеохимические и изотопно-геохимические особенности наносов ряда крупных рек Африки (краткий обзор результатов современных исследований)	
<i>А. В. Маслов</i>	3
Литогеохимические особенности алевритово-пелитовых поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря	
<i>А. В. Маслов, Д. П. Стародымова, И. А. Мигдисова, Н. В. Козина, Е. А. Новичкова, Т. Н. Алексеева, В. П. Шевченко</i>	31
Гравитационные потоки в позднечетвертичных отложениях на северо-западе России (Кольский регион) и их возможная связь с плейстоценовыми землетрясениями	
<i>С. Б. Николаева, Д. С. Толстобров</i>	49
Условия формирования глинистой пульпы грязевых вулканов Керченско-Таманской области по данным пиролитических и геохимических исследований	
<i>В. Ю. Лаврушин, А. С. Айдаркожина</i>	66
Литостратиграфические критерии полярной морены Субарктических районов Европейской России и типоморфные особенности гранатов и циркона	
<i>Л. Н. Андреичева, Н. Н. Воробьев</i>	85
К оценке условий формирования карбонатных пород на Карельском кратоне в палеопротерозое на основе геохимических данных	
<i>Н. И. Кондрашова, П. В. Медведев, А. В. Лютиков</i>	100
Уральское литологическое биеннале-2024	
<i>Л. В. Бадида, А. В. Маслов</i>	129

CONTENTS

No. 1, 2025

Composition, lithogeochemical and isotopic-geochemical features of sediments of large rivers of Africa (a brief review of the results of modern research)	
<i>A. V. Maslov</i>	3
Lithogeochemistry of Silty-Pelitic Bottom Sediments of the South-Western Kara Sea	
<i>A. V. Maslov, D. P. Starodymova, I. A. Migdisova, N. V. Kozina, E. A. Novichkova, T. N. Alekseeva, V. P. Shevchenko</i>	31
Gravity flows in late quaternary deposits of the North-Western Russia (Kola region) and their possible relationship with pleistocene earthquakes	
<i>S. B. Nikolaeva, D. S. Tolstobrov</i>	49
Conditions of clay pulp formation in mud volcanoes of the Kerch-Taman region according to the data of pyrolytic and geochemical studies	
<i>V. Yu. Lavrushin, A. S. Aidarkozhina</i>	66
Lithostratigraphic criteria of the polar moraine of Subarctic regions of European Russia and typomorphic features of garnets and zircon	
<i>L. N. Andreicheva, N. N. Vorobyev</i>	85
To assess the conditions of carbonate rocks formation on the Karelian craton in the paleoproterozoic based on geochemical data	
<i>N. I. Kondrashova, P. V. Medvedev, A. V. Lyutikov</i>	100
Ural lithological biennale-2024	
<i>L. V. Badida, A. V. Maslov</i>	129

УДК 551

СОСТАВ, ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАНОСОВ РЯДА КРУПНЫХ РЕК АФРИКИ (КРАТКИЙ ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

© 2025 г. А. В. Маслов*

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Рассмотрены современные данные о формировании минерального состава, геохимических и изотопно-геохимических особенностей наносов крупных рек Африки — Замбези, Нил, Конго, а также U-Pb-изотопных возрастах популяций обломочного циркона в песках, полученные в результате комплексных многолетних исследований профессора Э. Гарзанти (Universita' Di Milano-Bicocca, Italia) и его коллег. Кратко суммированы представления о влиянии процессов химического выветривания на состав как илов, так и песков названных крупных рек. Обсуждается влияние сегментирования рек на состав влекомой ими алюмосиликокластики. Обозначены ключевые моменты представленных в обзоре результатов исследований для специалистов, изучающих древние осадочные последовательности.

Ключевые слова: пески, илы, глины, Замбези, Нил, Конго, минеральный состав, геохимические и изотопно-геохимические особенности, обломочный циркон, обзор

DOI: 10.31857/S0024497X25010013, **EDN:** CIXNHD

Отбирая образцы для исследования состава и геохимических особенностей осадочных пород, мы предполагаем получить сведения и о процессах мобилизации слагающего их материала, и об особенностях его транспортировки и накопления, а также последующих преобразований. Насколько адекватно это мы делаем? Насколько адекватно отражена в составе образца вся предшествующая история его компонентов? Насколько адекватно отражает один образец процессы формирования и транспортировки кластики на различного размера водосборах? Это далеко не все вопросы, появляющиеся у исследователя после знакомства с публикацией [Bayon et al., 2015], где дается характеристика различных категорий современных рек, по свойственным донным осадкам их приустьевых частей нескольким геохимическим характеристикам. В наших предшествующих публикациях [Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, Подковыров, 2021a, 2021b; Маслов, Мельничук, 2023; и др.] мы пытались так или иначе ответить на некоторые из них, а в данной работе, как и в статье [Маслов и др., 2024], стараемся посмотреть на современные представления о процессах

осадконакопления не только в приустьевых частях рек, но и в их бассейнах, занимающих в случае крупных рек (рек с площадью водосбора >100000 км²) часто территорию нескольких стран в целом.

Комплексные исследования отложений крупных речных систем в последние десятилетия в нашей стране почти не проводятся. Выполненный при подготовке этой публикации поиск соответствующих статей в журналах “Литология и полезные ископаемые”, “Геохимия”, “Океанология”, “Водные ресурсы” и “Вестник МГУ. Серия 5: География” на глубину 10 лет с помощью eLIBRARY не дал сколько-нибудь впечатляющих результатов. Исследования отечественных специалистов в это десятилетие были в основном посвящены региональному ретроспективному анализу воды и донных отложений Верхней Волги, изучению стока взвешенных наносов рек Камчатки в Тихий океан, а также Берингово и Охотское моря, динамике содержания микроэлементов в донных отложениях маргинального фильтра дальневосточной р. Раздольной, математическому моделированию вертикального распределения примеси в речных

потоках, оценке техногенных геохимических аномалий донных отложений Куйбышевского водохранилища, закономерностям движения вод и наносов в устье Енисея, исследованию особенностей транспорта загрязняющих веществ по крупным рекам севера России, накоплению щелочных и щелочноземельных элементов в тонкой фракции донных осадков в зоне перехода от суши к морю, анализу характеристик и пространственной изменчивости речных взвесей, а также потоков веществ в системе Селенга–Байкал и ландшафтно-геохимическим особенностям бассейна Селенги [Батурин и др., 2014; Поляков, Зарубина, 2014; Долгополова, 2015; Никаноров и др., 2015; Богданова и др., 2016; Завальцева и др., 2016; Касимов и др., 2016; Дебольская, Долгополова, 2017; Поляков, 2016, 2017; Лукашин и др., 2018; Куксина, Алексеевский, 2018; Гордеев и др., 2020, 2022; Чалов, Ефимов, 2021; Тихомиров и др., 2022; Шулькин, Григорьев, 2022; и др.]. Выполнены исследования состава, строения и условий формирования новейших отложений Нижней Камы, проанализирована золотоносность позднекайнозойского аллювия Витимского плоскогорья, рассмотрены обстановки формирования минерального состава донных отложений барьерной зоны Ангары, особенности распределения микроэлементов в разных фракциях донных отложений Амура, геохимия и радиоэкология донных отложений впадающей в Черное море реки Мзымты, проанализирован химический состав русловых отложений Зеи и Селимджи, рассмотрено поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек России, исследованы содержание тяжелых металлов, Fe, Mn и органического углерода в донных осадках арктических речных систем и ряд других вопросов [Карнаухова, Сковитина, 2014; Нестеренко и др., 2014; Харитонова и др., 2014; Глушанкова, 2015; Даувальтер, Кашулин, 2018; Немировская, Реджепова, 2018; Сорокина, Гусев, 2018; Гордеев и др., 2021; Литвиненко, Захарихина, 2022; и др.].

Более представительны, но в основном также посвящены решению отдельных региональных задач, публикации 1950–2000-х гг., значительная часть которых суммирована в списке литературы к известной монографии В.С. Савенко [2006]. Среди приведенных в нем работ, опубликованных только в рецензируемых журналах, можно найти исследования, посвященные анализу содержания U, Th, Ra в четвертичных отложениях Лены, редкоземельным элементам в речной взвеси водосбора Байкала, процессах переноса и накопления тяжелых металлов в низовьях Волги, составу

осадков Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, поведению Fe, Mn, Cu и Zn в устьевых зонах малых рек Дальнего Востока, химическому составу речной и морской взвеси Балтики, геохимии малых элементов донных осадков мелких речек Северного Урала и многим другим вопросам [Степанова, Гринев, 1954; Виталь, Ратеев, 1959; Нестерова, 1960; Баранов, Титаева, 1961; Лазаренко, 1962; Кузнецов, Шелякина, 1963; Коновалов и др., 1966, 1991; Лукашев, Кузнецов, 1967; Лукашев и др., 1968; Морозов, 1969; Ибламинов и др., 1973; Морозов и др., 1974; Емельянов, Пустельников, 1975; Демина и др., 1978; Клюканова, Кузнецов, 1980; Гордеев и др., 1983; Чудаева, 1988; Клюканова и др., 1991; Тупяков и др., 1995; Кот, 1998; Бреховских и др., 1999; Бобров и др., 2001; Савенко и др., 2004; и др.].

Во многом такая ситуация обусловлена все еще недостаточным финансированием фундаментальной науки, а также малой доступностью, опять-таки в связи со скудностью средств, как современных прецизионных аналитических методик, так и возможности широкомасштабного комплексного (минеральный и валовый химический состав взвеси и фракций донных осадков, исследование изотопного возраста популяций обломочного циркона, Sr-Nd-изотопной систематики взвеси и донных отложений и др.) опробования взвешенного и влекомого материала крупных российских речных систем. Вместе с тем подобные исследования в мире в последние два десятилетия растут быстрыми темпами, охватив не только крупные реки Азии и Южной Америки, но и Африки [McCarthy, Ellery, 1995; Allègre et al., 1996; Gaillardet et al., 1999; Singh, France-Lanord, 2002; Borges, Huh, 2007; Compton, Maake, 2007; Garzanti et al., 2007, 2010a, 2011, 2014a, 2014b, 2021a, 2021b, 2021c, 2022 и др.; Borges et al., 2008; Viers et al., 2009; Bouchez et al., 2011; Padoan et al., 2011; Shao et al., 2012; Garzanti, Resentini, 2016; Dinis et al., 2017, 2020; Liang et al., 2019; He et al., 2020, 2022; и др.]. Полученные в их рамках результаты имеют фундаментальное значение для познания крупномасштабных процессов транспортировки кластики в конечные водоемы стока и в настоящей работе нам хотелось бы на них кратко остановиться, так как в eLIBRARY оказалось учтено всего три публикации на русском языке, посвященных африканским рекам [Емельянов и др., 1978; Кравцова, Михайлов, 2014; Михайлов и др., 2015]. Приводимый далее обзор результатов ряда подобных исследований, выполненных в бассейнах рек Замбези, Нил и Конго, основан преимущественно на

публикациях профессора Э. Гарзанти и его коллег (Dipartimento di Scienze dell' Ambiente e della Terra, Università Di Milano-Bicocca, Italia). Соответствующие ссылки на использованные работы даны в тексте.

РЕКА ЗАМБЕЗИ

Общие сведения

Длина Замбези составляет ~2600 км, площадь водосбора ~1.4 млн км². Речная сеть Замбези является отражением пермско-мезозойских процессов растяжения по обе стороны Африки в сочетании с рифтогенезом, продолжающимся внутри континента [Garzanti et al., 2021б, 2021в, 2022]. Современный облик ее водосбора возник в неогене в результате поднятия плато Калахари и продвижения на юго-запад Восточно-Африканского рифта.

Верховья Замбези расположены среди невысоких хребтов щита Касаи на севере Замбии. На востоке Анголы она пересекает докембрийский фундамент, потом течет по пескам Калахари и далее образует обширную пойму, достигающую на

пике паводка длины около 180 км и ширины 30 км [Garzanti et al., 2014а]. Здесь речные воды Замбези медленно просачиваются через водно-болотные угодья, где накапливается глина и образуются почвы, обогащенные гумусом. После этого Замбези врезается в базальты и осадочные породы надсерии Кару (верхний карбон–нижняя юра) и, миновав водопад Виктория, достигает оз. Кариба. Ниже оз. Кариба Замбези питается преимущественно продуктами эрозии пород докембрийского фундамента.

В 1959 г. на границе Зимбабве и Замбии появилось рукотворное оз. Кариба (длина 223 км, объем 185 км³), а в 1974 г. на севере Мозамбика было создано оз. Кахора-Баса (длина 292 км, объем 73 км³). На притоке Замбези Кафуэ в 1970-х гг. также построены две плотины; есть они и на реке Шир на юге Малави [Garzanti et al., 2022].

Так как движение наносов оказалось в результате строго разделено между озерами Кариба и Кахора-Баса, всю речную систему Замбези можно рассматривать как состоящую из четырех сегментов (рис. 1): а) Самая Верхняя Замбези — от истоков до впадения Квандо; б) Верхняя Замбези,

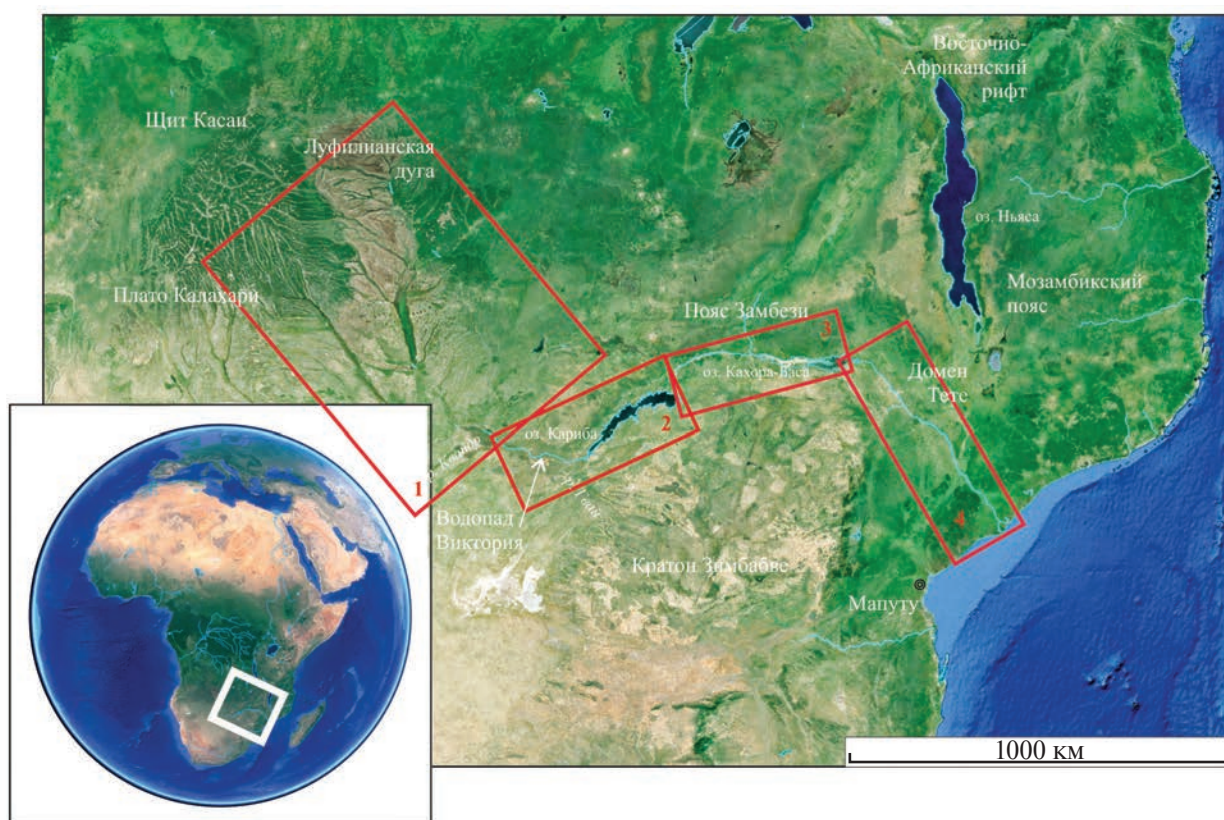


Рис. 1. Замбези и ее сегменты.

1 — Самая Верхняя Замбези, 2 — Верхняя Замбези, 3 — Средняя Замбези, 4 — Нижняя Замбези.

включающая водопад Виктория и ущелье Батока до оз. Кариба; в) Средняя Замбези — между озерами Кариба и Кахора-Баса; г) Нижняя Замбези — ниже оз. Кахора-Баса [Garzanti et al., 2021в, 2022 и ссылки там]. Указанные сегменты характеризуются различным составом донных отложений. Так, в осадках Самой Верхней Замбези преобладает чистый кварцевый песок, рециклированный из дюн Калахари. Затем осадки обогащаются обломками базальтов и клинопироксеном. В нижнем течении Замбези, где большая часть отложений поступает из пород фундамента, состав песков становится кварцево-полевошпатовым. Содержание полевого шпата в песках Нижней Замбези намного превышает его содержание в отложениях дельты, шельфа и континентального склона, подтверждая тем самым, что обломочный материал из верховьев перестал поступать к устью после строительства плотин.

Тропический юг Африки характеризуется отчетливыми климатическими градиентами: от субгумидного Мозамбика до гипераридной Намибии и от влажной Анголы до пустыни Калахари в Ботсване [Garzanti et al., 2014б и ссылки там]. Годовое количество осадков составляет <600 мм на юге и >1200 мм на севере; наибольший вклад в сток вносят верхние сегменты. За год Замбези переносит в океан 50–100 млн т взвеси [Garzanti et al., 2021в].

Источниками кластики для Самой Верхней Замбези являются породы щита Касаи, Луфилианской дуги и пески Калахари. Щит Касаи сложен мигматитами, гранито-гнейсами и пегматитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации; есть здесь также чарнокиты, габбро, анортозиты и нориты, метаосадочные породы и дайки метадолеритов. Луфилианская дуга, расположенная между кратонами Конго и Калахари, состоит из неопротерозойских метаосадочных и метаматматических пород, содержащих Cu-Co-U и Pb-Zn минерализацию. Пустыня Калахари — область развития многократно переработанных эоловыми процессами четвертичных речных и озерных отложений.

Верхняя Замбези аккумулирует обломочный материал, также поступающий из пустыни Калахари, мезопротерозойского блока Чома-Каломо и среднепалеопротерозойского Пояса Магонди. Блок Чома-Каломо включает метаосадочные толщи амфиболитовой фации и гранитоиды. Пояс Магонди сложен вулканогенно-осадочными и плутоническими породами, метаморфизм которых достигает амфиболитовой фации. Значительный вклад в накопление осадков Верхней Замбези

вносят также продукты эрозии пород надсерии Кару: ледниковые отложения, сланцы и вулканокластические песчаники, красноцветы, угленосные глины, платобазальты.

Средняя Замбези получает кластику за счет эрозии пород, слагающих пояса Замбези и Ирумиди, а также рифтовую зону Луангва. Пояс Замбези объединяет вулканогенно-осадочные последовательности, деформированные в условиях амфиболитовой фации в раннем неопротерозое. Мезопротерозойский Пояс Ирумиди включает палеопротерозойский гнейсовый фундамент, перекрытый алюмосиликокластическими и подчиненными им карбонатными толщами, а также гранитоиды. Рифтовая зона Луангва вмещает основные вулканы и осадочные породы надсерии Кару [Garzanti et al., 2021в].

Нижняя Замбези пересекает меловые и кайнозойские осадочные породы Мозамбикской низменности. Здесь она образует пойму с множеством протоков, стариц и болот, а затем впадает в Индийский океан [Garzanti et al., 2021в]. Нижняя Замбези питается продуктами эрозии пород Мозамбикского пояса, кратона Зимбабве и Пояса Умкондо. Кратон Зимбабве сложен в центральной части гнейсами и окружен зеленокаменными поясами. Пояс Умкондо объединяет метааргиллиты, известняки, метапесчаники, основные лавы и силлы, а Мозамбикский пояс — архейские гнейсы, гранулиты и метаосадочные породы.

Состав песков Замбези

Состав песка в речной системе Замбези радикально различается вверх и вниз по течению от озер Кариба и Кахора-Баса, т.к. песок не может свободно пройти через водохранилища. В Самой Верхней Замбези еще одним фактором, препятствующим непрерывному переносу наносов, являются обширные низменности с густой растительностью, действующие как естественные ловушки осадков [Garzanti et al., 2021в].

Самая Верхняя Замбези несет чистый кварц с весьма небольшим количеством полевых шпатов (калиевый полевой шпат, КППШ > плагиоклаз) и очень бедную ассоциацию тяжелых прозрачных минералов (АТПМ), среди которых преобладают циркон и турмалин, а второстепенную роль играют рутил и ставролит. Количество кианита в песках увеличивается ниже по течению, а клинопироксена — значительно выше по течению от впадения Квандо. Пески Квандо представлены чисто кварцевыми разностями с очень бедной АТПМ, включающей циркон, турмалин, кианит и ставролит. Песок, поступающий из

Замбии, варьирует по составу от богатого кварцем полевошпатового (КПШ > плагиоклаз) до чисто кварцевого (КПШ >> плагиоклаз). АТПМ варьируют здесь от бедных с турмалином, рутилом, эпидотом и кианитом до очень бедных, включающих эпидот, циркон, турмалин, ставролит и авгит, или эпидот и амфибол с второстепенным гранатом. Все в целом отражает вовлечение в процессы осадконакопления многократно рециклированного песка пустыни Калахари. Предполагается, что частый переход кварца из речной в эоловую обстановку и обратно происходит и в настоящее время [Garzanti et al., 2021b].

Содержание SiO_2 в песках Самой Верхней Замбези достигает, по данным авторов публикации [Garzanti et al., 2022], ~98 мас. %, а содержание других элементов, включая Zr и редкоземельные элементы (РЗЭ), весьма невелико. Значения CIA ($100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) и WIP ($100 \cdot (\text{Na}/0.35 + \text{Mg}/0.9 + \text{K}/0.25 + \text{Ca}/0.7)$) в песках составляют ≥ 77 и ~ 1 , величина CIA*, рассчитываемая по формуле ($100 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{CaO} - 3.33 \cdot \text{P}_2\text{O}_5) + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$)/WIP, часто превышает 100, так как пески почти полностью состоят из рециклированного материала дюн Калахари, а величины $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca}$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ составляют соответственно ≥ 3 и ~ 4 . Альфа-индексы, по [Garzanti et al., 2013a], представляют отношение между неподвижным Al и мобильными элементами, нормированное на величину этого же отношения в верхней континентальной коре (например, $\alpha^{\text{Al}}\text{Mg} = [\text{Al}/\text{Mg}]_{\text{образец}} / [\text{Al}/\text{Mg}]_{\text{УСЦ}}$). Использование в формуле альфа-индекса Al, обусловлено необходимостью избежать систематических ошибок, вызванных гидравлической сортировкой. Общий порядок подвижности элементов для песка — $\text{Na} \approx \text{Ca} > \text{Sr}$. Чистые кварцевые пески характеризуются относительно высоким обогащением легкими РЗЭ (ЛРЗЭ), отрицательными аномалиями Ce и Eu и слабым фракционированием тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ).

Распределение U-Pb возрастов обломочного циркона в песках Самой Верхней Замбези полимодальное. В составе популяций циркона присутствуют в основном кристаллы с возрастами от стения (мы сохранили в данной работе, как и в оригинальных публикациях, стратиграфические подразделения Международной хроностратиграфической шкалы) до кембрия, наблюдается главный ирумидский ($\sim 1036 \pm 32$ млн лет) и подчиненные панафриканские (792 ± 54 и 571 ± 22 млн лет) максимумы, а также зерна с орозирийским ($\sim 1947 \pm 70$ млн лет) возрастом [Garzanti et al., 2021b].

В Верхней Замбези по мере приближения к водопаду Виктория кварцевый песок смешивается с продуктами эрозии базальтов Кару, количество которых вниз по течению от водопада заметно увеличивается. Хотя потенциал образования песка у базальтов заметно меньше, чем у песчаников или гранитов, основные лавы при разрушении поставляют в осадок гораздо больше клинопироксена, чем содержится в кварцевом песчанике. Поэтому в Верхней Замбези, кварц по-прежнему доминирует среди песчаных зерен, но в составе АТПМ быстро растет содержание клинопироксена. От водопада Виктория до ущелья Батока базальтовый детрит составляет <3% от общего количества отложений, и песок Верхней Замбези остается чисто кварцевым, однако содержание клинопироксена в нем увеличивается с 14 до 86%. Выше оз. Кариба русловые пески и алевритистые пески прирусловых валов включают обломки основных вулканитов и представляют собой соответственно кварцевый песок, в котором содержание плагиоклаза $\approx$ КПШ и литополевошпатово-кварцевые пески, где плагиоклаз > КПШ [Garzanti et al., 2022]. В притоках Верхней Замбези количество обломков базальтов в песках варьирует от ~ 10 до 70%, а клинопироксен составляет >90% АТПМ.

Содержание кремнезема в песках вдоль Верхней Замбези постепенно снижается, а большинства других элементов, включая Fe, Mg, Ca, Na, Sr и РЗЭ, растет, но в отношении Zr, Hf и Nb это не так. Значения CIA, $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca}$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ в русловых песках и песках прирусловых валов составляют соответственно 49, 0.9, 1.2 и 45, 0.5, 1.5. Выше водопада Виктория величина CIA*/WIP для песков равна $\sim 30 \pm 9$, а ниже падает до 3.1 ± 0.7 [Garzanti et al., 2021b].

Выше оз. Кариба пески Верхней Замбези обладают полимодальными спектрами возрастов обломочного циркона; основными являются панафриканский и ирумидский максимумы, а второстепенными — орозирийский и неогаргейский [Garzanti et al., 2022].

Ниже оз. Кариба песок Средней Замбези имеет тот же полевошпатово-кварцевый состав с обломками метаморфических пород, слюдой и амфиболом, что и песок ее притока Кафуэ. В верхнем течении Кафуэ дренирует среднееoproтерозойские вулканогенно-осадочные породы и верхнетонийские граниты Луфилийской дуги, а в нижнем пересекает Западный пояс Замбези и фундамент кратона Конго. В богатой АТПМ присутствуют роговая обманка и актинолит,

а эпидот, кианит и клинопироксен играют подчиненную роль [Garzanti et al., 2021в].

Содержание SiO_2 в песках Средней Замбези составляет немногим >80 мас. %. Для них характерны значения $\text{CIA} = 51 \pm 3$, $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca} = 2.1 \pm 1.3$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Na} = 1.6 \pm 0.2$; порядок подвижности элементов — $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Sr}$. Величина CIA^*/WIP равна $\sim 1.7 \pm 0.3$.

В возрастном спектре обломочного циркона в песках Средней Замбези преобладает ирумидский максимум с небольшим панафриканским пиком; несколько кристаллов имеют возраст от неогархей и палеопротерозоя до триаса [Garzanti et al., 2021в].

Как отмечено в работе [Garzanti et al., 2021в], поскольку песок Самой Верхней и Верхней Замбези аккумулируется в оз. Кариба, а песок Средней Замбези накапливается в оз. Кахора-Баса, то состав песка Нижней Замбези не похож на состав песка трех верхних сегментов. Основными источниками песка для Нижней Замбези являются провинция Ирумиди и кратон Зимбабве (~ 30 – 40% каждый). Пояса Умкондо и Кару, а также комплексы пород позднекайнозойских бассейнов растяжения вносят $\sim 20\%$ кластики, тогда как домены Тете и Блантайр поставляют каждый $<10\%$ [Garzanti et al., 2021б]. В Мозамбике состав песка Нижней Замбези варьирует от полевошпатово-кварцевого до богатого полевым шпатом ($\text{КПШ} \geq \text{плагиоклаз}$) полевошпатово-кварцевого. В богатой АТПМ преобладают амфиболы, есть некоторое количество эпидота, местами много граната. Роль титанита, циркона, клинопироксена и гиперстена невелика. Эти пески поступают из притоков Замбези, которые в основном дренируют кислые и основные магматические породы, а также высокометаморфизованные комплексы. Большинство притоков несет песок с соотношением кварц/полевые шпаты (Q/F) ≤ 1 , что отражает преобладание в его составе продуктов эрозии первого седиментационного цикла. Самое низкое значение Q/F зафиксировано в песках Шири, содержащих очень богатую АТПМ с преобладанием амфиболов. Последняя сформирована за счет разрушения кислых ортогнейсов комплекса Малави-Унанго [Garzanti et al., 2021в]. Песок притока Нижней Замбези — Моррунгуз, дренирующего габброиды комплекса Тете, довольно беден SiO_2 (~ 52 мас. %), К и Rb и, напротив, обогащен Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Sc, V, Cr, Co, Ni и Cu.

В песках Нижней Замбези и ее притоков содержание SiO_2 колеблется от 70 до 80 мас. %. Состав его наиболее близок к составу верхней

континентальной коры (UCC), что подтверждает преимущественно петрогенный характер слагающей песок кластики [Garzanti et al., 2021б]. Пески Нижней Замбези имеют значения $\text{CIA} = 50.4 \pm 0.4$, $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca} = 1.6 \pm 0.5$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Na} = 1.2 \pm 0.2$. Порядок подвижности элементов: $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Sr}$. Величина CIA^*/WIP составляет всего 0.9 ± 0.1 , что также характерно для материала, прошедшего только один седиментационный цикл [Garzanti et al., 2022].

Состав илов Замбези

В илах Самой Верхней Замбези смектит преобладает над каолинитом и слюдой/иллитом, величина CIA несколько выше, чем в песках (83), $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca}$ равен 4, $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ достигает 21 [Garzanti et al., 2022]. Общий порядок подвижности элементов: $\text{Na} \gg \text{Sr} > \text{Ca} > \text{Mg} \approx \text{K}$. Нормированные к хондриту спектры РЗЭ в илах демонстрируют более высокое фракционирование ЛРЗЭ, чем ТРЗЭ, и обладают умеренно отрицательной Eu аномалией. Значения ϵ_{Nd} в илах Самой Верхней Замбези варьируют от -14 до -17 .

Верхняя Замбези несет богатый кварцем ил, который может содержать значительное количество КПШ и небольшое плагиоклаза. Местами в илах встречается кальцит, происходящий, вероятно, из почвенных профилей, широко распространенных на территории Калахари. Ассоциация глинистых минералов богата смектитом, неизменно присутствуют каолинит и слюда/иллит. Из-за разбавления кварцем большинство элементов в илах обеднено по отношению к UCC и к PAAS. В илах этого сегмента по сравнению с Самой Верхней Замбези наблюдается рост концентраций Fe, Mg, Ca, Na, Sr, Ti, Eu, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu и P [Garzanti et al., 2022]. Значение ϵ_{Nd} между водопадом Виктория и оз. Кариба составляет около -12 , а величины CIA , $\alpha^{\text{Al}}\text{Ca}$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ равны 59 ± 6 , 0.9 ± 0.3 и 3.9 ± 0.9 .

По данным, приведенным в работе [Garzanti et al., 2014а], в илах Средней Замбези смектит преобладает над слюдой/иллитом и каолинитом, что обусловлено присутствием на водосборе базальтов надсерии Кару. Доля плагиоклаза и Fe-оксидов в илах вниз по течению увеличивается, а доля кварца, КПШ и каолинита уменьшается. Благодаря постепенному добавлению в осадки вдоль базальтовых устьев ниже по течению от водопада Виктория вулканического материала, в них растет содержание Fe, Mg, Ca, Na, Sr, Ti, Eu, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu и P. Илы обладают более высокими средними величинами CIA , чем песок (67 ± 3), сопоставимыми значениями

$\alpha^{Al}Ca$ (2.1 ± 0.6) и заметно более высокими $\alpha^{Al}Na$ (5.2 ± 0.2). Порядок подвижности элементов: $Na > Sr > Ca > K > Ba$. Значения ϵ_{Nd} в илах Средней Замбези варьируют от -14 до -18 .

Каолинит, слюда/иллит и смектит встречаются в примерно равных количествах в илах Нижней Замбези, собранных в окрестностях Тете. Немного выше дельты смектит преобладает над слюдой/иллитом, а каолинит имеет подчиненное содержание. Илы Нижней Замбези характеризуются значениями $CIA = 70 \pm 3$, $\alpha^{Al}Ca = 2.0 \pm 0.4$, $\alpha^{Al}Na = 6.0 \pm 2.6$). Порядок подвижности элементов: $Na > Sr > Ca > K > Rb$ [Garzanti et al., 2022]. Во всех гранулометрических фракциях отложений Нижней Замбези ϵ_{Nd} становятся более отрицательным от района Тете к дельте.

По мнению авторов публикации [Garzanti et al., 2021b], петрографические и минералогические вариации, зафиксированные в осадках вдоль Замбези, хорошо демонстрируют, что, не обладая прямыми наблюдениями, исследователи часто пытаются представить прошлое, используя необоснованные упрощения и наивные аналогии. Из-за отсутствия четких доказательств мы часто также неявно предполагаем, что характеристики состава отложений, относятся только к исследуемому нами объекту (осадочному бассейну и др.), хотя они обычно в значительной степени отражают весь спектр предшествующих тектонических, палеогеографических или климатических обстановок. По образному выражению авторов указанной выше работы — “Настоящее вполне может дать ключ к прошлому, но сколько существует дверей и замков, которые этот ключ не в состоянии открыть?”.

ЗАМБЕЗИ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Замбези и “вечные вопросы” осадочной петрологии

Изучение осадков Замбези дает, по мнению команды специалистов Э. Гарзанти, ответы на несколько “вечных вопросов” осадочной петрологии. Первый из них — “В какой степени классические/традиционные модели источников сноса/provenance models адекватны имеющимся фактам?”. Предваряя поиски ответа, коллеги указывают, что основополагающие представления о связи состава песков с тектонической обстановкой источников сноса были высказаны П. Крыниным [Krynine, 1948], считавшим, что эрозия такого слоеного пирога, как континентальная кора сначала ведет к образованию богатых

кварцем рециклированных отложений, затем богатого обломками пород метаморфокластического детрита и, наконец, богатого полевым шпатом плутонокластического детрита. Здесь для обозначения наиболее распространенных в песках типов обломков пород по аналогии с термином “вулканокластический” используются термины плутонокластический, метаморфокластический или седиментокластический. В этих же целях могут применяться термины карбонатокластический, кремникластический, базальтокластический, гнейсокластический и др. [Garzanti, 2019]. В условиях длительного тектонического покоя из таких осадков в конечном итоге формируется кварцевый песок. Активизация тектоники, наоборот, приводит к быстрому разрушению глубоко залегающих плутонических пород, питающих ограниченные разломами бассейны песком, богатым полевым шпатом (“тектонические аркозы”). Позднее Р. Фолк [Folk, 1980] обосновал существование и “климатических аркозов”, появляющихся при эрозии пород фундамента в сухом климате даже на стадиях тектонического покоя.

По мнению Э. Гарзанти с соавторами, суть подходов к пониманию механизмов формирования основных классов песков/песчаников за прошедшие со времен публикаций П. Крынина и Р. Фолка десятилетия, несмотря на кардинальное изменение общей парадигмы тектоники [Garzanti et al., 2021b], почти не изменилась. Практически те же, что и в моделях Крынина и Фолка, стадии использованы и В. Дикинсом. Так, анорогенные, не связанные с субдукцией источники кластики, обозначаются им как “континентальные блоки”. В составе последних выделяются области/типы источников: 1) внутренние части кратона; на стадии тектонического покоя здесь формируются богатые кварцем пески; 2 + 3) переходные области и поднятия фундамента, где богатые полевым шпатом пески являются продуктами эрозии быстро поднятых блоков гранитоидов [Dickinson, 1985].

Еще один важный момент: до недавнего времени тяжелые минералы в моделях происхождения кластики не принимались во внимание, так как в древних отложениях их ассоциации сильно изменены в результате избирательного внутрипластового растворения [Garzanti et al., 2021b]. Более того, информация, запечатленная в АТПМ даже современных осадков, может быть сильно искажена эффектами гидродинамической сортировки и неравномерным распределением тяжелых минералов в породах-источниках (известно, что богатые тяжелыми минералами основные

магматические и высокотемпературные/высокобарические метаморфические породы являются главными источниками тяжелых минералов в осадках, тогда как бедные ими осадочные породы или граниты сильно недопредставлены [Garzanti, Andò, 2019].

В то же время сочетание петрографических данных и данных о составе АТПМ позволяет в ряде случаев существенно уточнить характер источника кластики. Так, пески, сформированные в анорогенных обстановках на фоне вулканизма, имеют полевошпатово-лититовый или кварц-полевошпатово-лититовый состав и характеризуются богатой АТПМ с преобладанием клинопироксена [Garzanti et al., 2021b]. В нерасчлененных областях континентальных блоков формируется кварцевый песок с бедной АТПМ, в составе которой преобладают циркон, турмалин и рутил. Расчлененные области континентальных блоков характеризуются кварц-полевошпатовым песком с богатой АТПМ, в составе которой ведущую роль играет роговая обманка [Garzanti, 2016].

Второй “вечный вопрос” — “Созревают” ли минералы во время речного переноса? Как отмечено в работе [Garzanti et al., 2021b], в середине прошлого века в осадочной петрологии было широко распространено мнение о том, что доля химически и механически стойких минералов во время транспортировки реками на большие расстояния должна увеличиваться за счет исчезновения нестабильных и менее устойчивых. На примере Замбези хорошо видно, что это далеко не так. Пески Самой Верхней Замбези почти полностью состоят из кварца и наиболее прочных тяжелых минералов — циркона, турмалина и рутила. Это хороший пример “высокозрелых” отложений. Однако ниже по течению количество обломков основных вулканических пород в песках увеличивается, а клинопироксен становится сначала значимым, затем основным и, наконец, почти единственным прозрачным минералом тяжелой фракции. Все это, а также локальное появление в составе АТПМ весьма нестабильного оливина, наглядно демонстрирует уменьшение степени зрелости осадков вниз по течению. В Средней Замбези пески заметно обогащены полевым шпатом и разнообразными обломками пород, поставляемых Кафуэ и другими притоками, дренирующими докембрийские орогенные пояса и пермо-триасовое вулканогенно-осадочное заполнение рифтовых бассейнов. Состав речных осадков становится здесь еще менее “зрелым”. В Нижней Замбези из-за значительного поступления продуктов эрозии пород докембрийского

фундамента, содержание кварца в песке еще больше снижается, становясь сопоставимым с долей полевого шпата или даже меньше [Garzanti et al., 2021b].

Таким образом, Замбези представляет пример системы транспортировки кластики, в которой отношение стабильных и нестабильных минералов (т.е. степень “зрелости” осадков) уменьшается вниз по течению. Такая тенденция, хотя и заметно усиливается искусственной сегментацией русла реки после постройки плотин Кариба и Кахора-Баса, является, прежде всего, естественным явлением, отражающим как наличие низкорослых плато в верховьях Замбези, так и омоложение процессами рифтогенеза докембрийских подвижных поясов в среднем и нижнем течении реки, т.е. влияние различных питающих провинций. Если не учитывать всего сказанного, то состав песков Нижней Замбези дает основание считать их продуктами кратковременной речной транспортировки кластики. В результате одна из крупнейших рек Африки фактически исчезает из поля зрения исследователя [Garzanti et al., 2021b].

Еще один “вечный вопрос” касается реконструкции климата по минералогическому составу песка. Для этой цели обычно используются разнообразные химические (например, CIA) или минералогические индексы (например, MIA ($100 \cdot Q/(Q + F)$)). Но и здесь, по мнению Э. Гарзанти и его коллег, следует избегать некритического использования упрощенных подходов. Так, поскольку в песках Самой Верхней и Верхней Замбези полевых шпатов мало и, наоборот, их много в Нижней Замбези, то величина MIA в первом случае составляет ≥ 95 , а во втором ≈ 50 . Это дает основание предполагать очень влажный климат в Калахари и очень сухой климат в Мозамбике, что явно не соответствует действительности. Кроме того, величина MIA достигает 100 в песке и гипервлажного экваториального Конго, и гиперзасушливой тропической Аравии, и в песчаных морях Сахары [Garzanti et al., 2013a, 2019; Pastore et al., 2021]. Все сказанное показывает, что ряд традиционно используемых для реконструкции климатических обстановок накопления песков инструментов, может давать ошибочные результаты.

Процессы выветривания и рециклирования

На примере илов Замбези оказалось возможным также тщательно рассмотреть соотношение между процессами выветривания и рециклирования осадочного материала. Минеральный

состав глин, как известно, довольно чувствителен к условиям выветривания. Каолинит, смектит, иллит и хлорит распространены в регионах с разным количеством осадков, разными среднегодовыми температурами и разным соотношением влажных и засушливых сезонов [Chamley, 1989; Velde, 1995]. Иллит образуется в результате физической дезинтеграции слюдястых метаморфических пород или серицитизации полевого шпата. Часто он связан с хлоритом. Эта ассоциация указывает на относительно засушливые условия, поскольку в теплом и влажном климате хлорит легко превращается в смектит, смешанослойные образования и другие глинистые минералы [Garzanti et al., 2014a]. Следовательно, отношение $(\text{каолинит}/(\text{хлорит} + \text{иллит}) = \text{Kao}/(\text{Ill} + \text{Chl}))$ можно использовать как показатель интенсивности выветривания [Liu et al., 2007; He et al., 2020]. В случае Замбези каолинит составляет ~40% глинистых минералов в илах Самой Верхней и Нижней Замбези. Отношение $\text{Kao}/(\text{Ill} + \text{Chl}) > 1$ в илах Самой Верхней Замбези, но < 1 в илах Средней и Нижней Замбези [Garzanti et al., 2022].

В качестве индикаторов интенсивности выветривания также используются разнообразные геохимические индексы, хотя величины их могут в той или иной мере контролироваться размером зерен, составом материнских пород, гидравлической сортировкой или добавлением кварца за счет рециклинга [Garzanti et al., 2022 и ссылки там]. Особенно заметно это для песка, поэтому для расшифровки характера выветривания на водосборах лучше использовать данные по илам [Dinis et al., 2020]. Наиболее надежным индикатором интенсивности выветривания, по мнению Э. Гарзанти и его соавторов, является $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$, фиксирующий главным образом постепенное выщелачивание Na^+ из решетки плагиоклаза. Значение $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ в илах от Самой Верхней Замбези до водоппада Виктория составляет ~14–21, а далее равно $\sim 4.6 \pm 0.4$.

Дополнительным показателем интенсивности выветривания может служить разная долговечность/устойчивость обломочных минералов, хотя этот подход полон “подводных камней” [Garzanti et al., 2022]. Весьма информативным является отношение граната (G) и минералов метапелитов амфиболитовой фации ($\text{SKAS} = \text{ставролит} + \text{кианит} + \text{андалузит} + \text{силлиманит}$). В песках Нижней Замбези величина $(100 \cdot G/(G + \text{SKAS}))$ такая же (72 ± 21), как в современных песках первого цикла, полученных из метаморфических пород фундамента (70 ± 20) [Garzanti et al., 2010b]. Песок Самой Верхней Замбези обладает аномально

низким значением данного параметра (< 5), что свидетельствует о почти полном распаде граната в экваториальных почвах [Garzanti et al., 2013a]. Прямым указанием на воздействие химического выветривания являются также текстуры поверхностного растворения Fe-Mg минералов [Velbel, 2007]. Однако и у этого подхода есть ряд недостатков [Garzanti et al., 2022].

В итоге все сказанное выше указывает на то, что интенсивность выветривания, зафиксированная в современных речных отложениях Замбези, снижается вниз по течению. Даже после снятия эффекта “добавления кварца” илы Самой Верхней Замбези представляются более сильно выветрелыми, чем илы Средней и Нижней Замбези. Однако это, конечно, не означает, что выветривание на сухом плато Калахари в настоящее время более интенсивное, чем на более влажных водосборах Средней и Нижней Замбези. На состав осадков в бассейне Замбези существенный эффект оказывает смешение полициклической кластики, образовавшейся в более влажных обстановках прошлого с детритом первого цикла, например, продуктами эрозии базальтов надсерии Кару. Свой вклад вносит и резкое изменение состава осадков ниже озер Кариба и Кахора-Баса, а затем за счет ассимиляции петрогенного материала, полученного в процессе эрозии докембрийских кристаллических пород Нижней Замбези [Garzanti et al., 2022].

Распределение популяций обломочного циркона

Еще один интересный момент, на который проливают свет исследования речных отложений Замбези, это оценка результатов изучения U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона. Такие спектры в общем случае можно считать лишь так или иначе отражающими возраст “протоисточников” [Andersen et al., 2016, 2018]. Они указывают на истинный источник кластики только в случае, когда обломочный материал первого цикла мобилизован непосредственно из магматических или метаморфических пород [Dickinson et al., 2009]. Это вносит серьезную неопределенность в анализ происхождения циркона, поскольку большинство осадочных бассейнов питаются смесью рециклированной кластики и обломочного материала первого цикла в пропорции, которую можно оценить только грубо и при наличии независимых данных [Garzanti et al., 2022].

Обломочный циркон в песках Замбези характеризуется, как показано выше, пятью диапазонами возраста, отвечающими ряду крупных

РЕКА НИЛ

Общие сведения

событий: 1) Лимпопо, поздний неоархей, максимум на кривой плотности вероятности — 2568 ± 47 млн лет; 2) Эбурнское событие, орозирий, 1947 ± 70 млн лет; 3) Ирумидское событие, стений, 1036 ± 32 млн лет; 2) Панафриканское событие, тоний, 792 ± 54 и эдиакарий—кембрий, 571 ± 22 млн лет; 5) событие Кару, пермь—триас, 253 ± 21 млн лет [Garzanti et al., 2022]. Распределение возрастов обломочного циркона в разных сегментах Замбези разное. Так, основными протисточниками зерен циркона в реках, дренирующих северную часть плато Калахари, являются Ирумидская и Панафриканская области. Циркон с неоархейским возрастом, происходящий, в конечном счете, из пород щита Касаи, характерен только для песка Квандо. Палеопротерозойские зерна (исходный источник — Ангольский блок) широко распространены в песках Верхней Замбези. Несмотря на ремобилизацию во время Панафриканской складчатости, основная популяция зерен циркона в песках северных и западных притоков Средней и верхней части Нижней Замбези имеет в основном или почти исключительно ирумидский возраст [Garzanti et al., 2022]. Мультимодальный спектр возрастов обломочного циркона Нижней Замбези указывает на преобладание зерен, происходящих прямо или косвенно из пояса Ирумиди. Часто в песке этого сегмента встречается циркон орозирийского возраста, второстепенную роль играют неоархейские зерна, а кристаллы пермо—триаса редки. Пески эстуария и пляжей примерно в 100 км выше устья Замбези имеют полевошпатово-кварцевый состав, а среди прозрачных тяжелых минералов здесь преобладают амфибол, эпидот и клинопироксен. Значения ϵ_{Nd} в валовых пробах песков варьируют от -13 до -18 . U-Pb спектры возрастов обломочного циркона характеризуются отчетливым ирумидским максимумом; есть в них также максимумы неопротерозойского, орозирийского возраста, а отдельные зерна обладают неоархейским и пермским возрастами. Таким образом, пески приустьевой части Замбези похожи по спектрам распределения возрастов обломочного циркона на пески Нижней Замбези.

Теперь, учитывая все сказанное, давайте зададим себе вопрос — насколько достоверно можно реконструировать состав и возраст источников кластики по результатам исследования одной или двух проб песчаников той или иной осадочной последовательности, пусть даже и большого веса? Насколько точно можно представить по этим данным область питания кластикой той или иной крупной речной артерии?

Длина Нила составляет более 6800 км, площадь водосборного бассейна — около 3 млн км². Его крупные притоки — Голубой Нил и Атбара — берут начало на вулканическом Эфиопском плато (рис. 2). В верховьях Нил течет по пересеченной местности, образуя шесть водопадов, а в низовьях имеет весьма пологий уклон [Faccenna et al., 2019]. Кагера-Белый Нил, его южная экваториальная ветвь, зарождается в рифтовых высокогорьях Бурунди, Руанды, Уганды и западной Кении. После выхода из озер Виктория, Кьога и Альберт половина вод Белого Нила теряется в равнинном

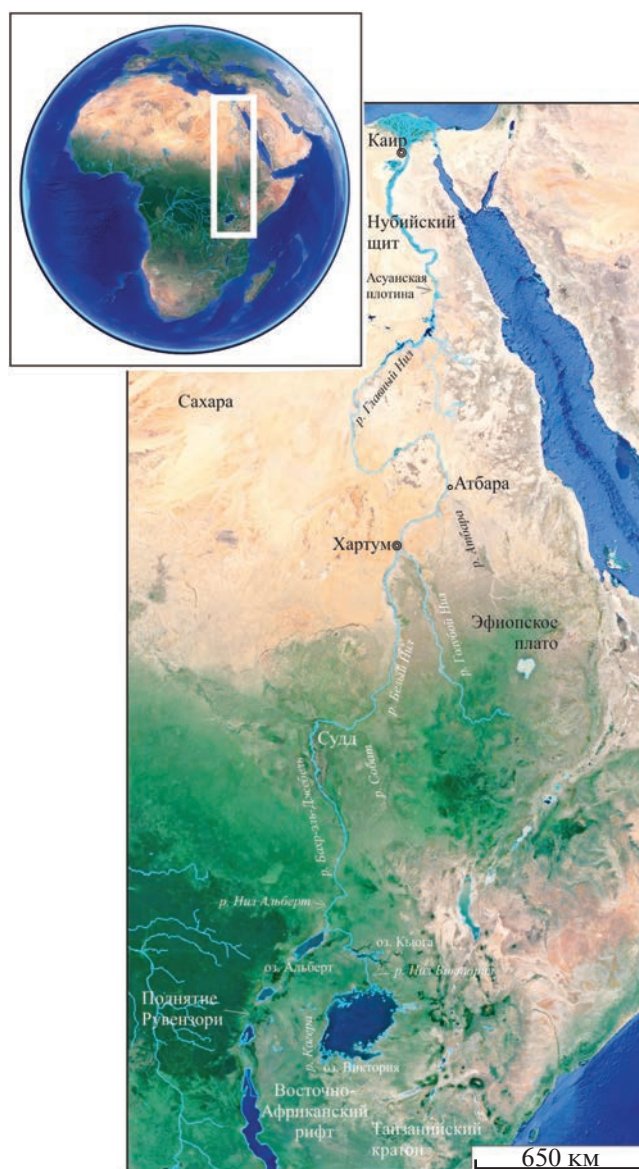


Рис. 2. Нил и его основные притоки.

болотистом регионе Судд в Южном Судане. Болота Южного Судана являются своеобразным отражением позднемезозойских рифтовых бассейнов. Судд действует как гигантский фильтр, пропуская вниз по течению только мелкие частицы ила. На северной окраине болот после впадения Собат расход воды восстанавливается и Белый Нил течет по широкому руслу в сторону Хартума. К северу от г. Атбара Главный Нил не имеет значительных притоков, а в Сахаре почти не выпадает осадков (< 50 мм/год) [Garzanti et al., 2018]. До постройки высокой Асуанской плотины в дельту Нила в год поступало $\sim 230 \pm 20$ млн т наносов, $\sim 95\%$ которых формировалось на высокогорьях Эфиопии [Faccenna et al., 2019]. Климат водосборного бассейна Нила варьирует от теплого и влажного на юге до жаркого гиперзасушливого на севере. Общее годовое количество осадков в его пределах постепенно уменьшаются к северу от > 2000 до < 1000 мм [Garzanti et al., 2015].

В настоящее время вся взвесь Нила задерживается в искусственных водоемах. В Египте Нил несет лишь небольшое количество наносов, вымытых из русла и береговых отложений. В 1902 г. на юге Египта была построена низкая Асуанская плотина. В 1925 г. на Голубом Ниле возведена плотина Сеннар, а в 1937 г. — плотина Джебель-Аулия на Белом Ниле. Позднее большие плотины были построены в Розейресе на Голубом Ниле (1966 г.) и в Кашм-эль-Гирбе на Атбаре (1964 г.). Примерно в то же время на Главном Ниле на юге Египта возведена высокая Асуанская плотина, образовавшая третье по величине водохранилище в мире (оз. Насер) с объемом 157 км^3 . В последующем на севере Эфиопии была сооружена плотина Текезе, а в Нубии, недалеко от четвертого водоппада Нила, построена плотина Мерове [Garzanti et al., 2015].

В целом формирование осадков Нила происходит за счет размыва сложного комплекса пород, принадлежащего в самом общем виде к анорогенной вулканической (вулканической рифтовой) обстановке [Garzanti et al., 2001, 2014a]. Кластика образуется в результате эрозии пород вулканических полей, связанных с процессами растяжения (тип источника кластики — “анорогенный вулканический”), а также магматических, метаморфических и осадочных пород, поднятых на плечах рифта или обнаженных на кратоне (источник — “континентальный блок или плечо рифта”). Локально имеет место и переработка син-рифтовых отложений (обстановка рециклинга). Влияние всех перечисленных источников в осадках Нила отражается достаточно хорошо, однако

во влажных экваториальных областях признаки происхождения наносов микшированы интенсивным химическим выветриванием [Garzanti, Ando, 2007; Garzanti et al., 2015].

Крупнейшей вулканической провинцией в бассейне Нила является Эфиопское плато (тип области питания — “анорогенный вулканический”), где широко представлены умеренно щелочные и толеитовые базальты, риолитовые игнимбриты, базаниты и муджиериты, трахиты, латиты и др. [Garzanti et al., 2015]. Пески, полученные при разрушении эфиопских траппов, имеют лититовый и кварцево-полевошпатовый состав. Они содержат чрезвычайно богатые АТПМ, среди которых преобладает авгит, оксиды Fe, Ti и Cr, оливин и местами роговая обманка. Санидин и ортопироксен встречаются в осадках, образующихся из трахитов, тогда как лейцит присутствует в песках, состоящих из продуктов размыва ультракалиевых лав. Содержание кварца незначительное как в песках, так и в алевритистых илах. В целом, пески анорогенного вулканического происхождения, образующиеся на водосборе Нила, по составу невозможно отличить от осадков магматических дуг [Garzanti et al., 2015]. Вулканокластические отложения этой питающей провинции отличаются наибольшим содержанием Si, Al, Cs, Be, PЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta, Mo, Mn, Ga, Tl, Sn, Pb и As, имеют самые низкие значения Ti/Al и самые высокие величины Zr/Ti и La/V. Для них свойственна также весьма выраженная отрицательная Eu аномалия. Присутствие в областях размыва калиевых лав ведет к существенному обогащению осадков K, Rb, Sr, Ba, P; такие образования имеют и самую высокую величину Y/Nb.

Область питания, относящаяся к типу “нерасчлененных континентальных блоков”, в бассейне Нила сложена неметаморфизованными дорифтовыми осадочными толщами. При разрушении они превращаются в лититово-кварцевый песок, содержащий фрагменты глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников, или же в песок, состоящий преимущественно из монокристаллического кварца с небольшим количеством полевых шпатов (КПШ $>$ плагиоклаз). В районах распространения карбонатных пород в осадках появляются зерна известняка и фрагменты кремней и доломитов, а количество тяжелых прозрачных минералов стремится к нулю. Из-за разбавления кварцем осадки демонстрируют сильное обеднение большинством химических элементов [Garzanti et al., 2015].

Породы, слагающие “переходную континентальную область питания”, в жарких и влажных

экваториальных районах (Танзанийский кратон) дают при эрозии кварцевый песок с небольшим количеством полевого шпата, мусковита и обломков метаосадочных пород. АТПМ здесь достаточно бедны. В них присутствуют дравит, андалузит, ставролит, оксиды Ti, циркон, амфибол и эпидот; местами есть кианит или силлиманит. Там, где размываются контактовые ореолы, окружающие мафит-ультрамафитовые интрузии, могут формироваться богатые хиастолитом взвеси. Величина Q/F в песках >20 , в алевритовых илах $\sim 10 \pm 7$. Из-за разбавления кварцем пески и илы обеднены по сравнению с отложениями первого цикла, полученными из кристаллических пород фундамента в тех же регионах, практически всеми элементами, за исключением Si, W, Zn и As [Garzanti et al., 2015].

Область питания “расчлененный континентальный блок” в бассейне Нила объединяет породы фундамента, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Будучи выведенными на дневную поверхность в лесистых влажных высокогорьях, они при эрозии превращаются в кварцевые пески с небольшим количеством полевых шпатов (главным образом, КПШ), обломков метаморфических пород, мусковита и биотита. АТПМ включают амфиболы, дравит, силлиманит, ставролит, эпидот, андалузит, рутил, циркон и перовскит. Гранитоиды, обнаженные в экваториальных саваннах с низким рельефом и плохим дренажом, при размыве дают начало полевошпатово-кварцевым пескам (микроклин $>$ ортоклаз $\gg$ плагиоклаз). В районах с более засушливым климатом или достаточно выраженным рельефом формируются метаморфо- и плутонокластические полевошпатово-кварцевые, кварц-полевошпатовые или кварц-полевошпатово-лититовые пески (плагиоклаз $>$ КПШ) с заметной долей обломков гранитоидов или метапелитов/метапсаммитов и метабазитов. Среди прозрачных тяжелых минералов преобладают роговая обманка и эпидот. Содержание граната $<10\%$; местами он связан с силлиманитом, кианитом, ставролитом или андалузитом [Garzanti et al., 2015]. В относительно засушливом климате концентрация большинства элементов (за исключением Na, Ca и Mg) сопоставима с их содержанием в УСС. Аномалия Eu умеренно отрицательная (0.82 ± 0.23 для песка и 0.79 ± 0.02 для ила).

В гипергумидных залесенных рифтовых высокогорьях деплетирование щелочных и щелочноземельных элементов в песках становится весьма заметным, а в илах — экстремальным. Аномалия Eu составляет 0.53 ± 0.22 для песка и 0.55 ± 0.16

для ила, что во многом отражает селективное растворение плагиоклаза. Самые высокие концентрации Sc, Y, P3Э, Cr, Ti и высокие концентрации Fe, Mn, V, Nb, Co, Ni и Cu присущи песку и илу, содержащим продукты эрозии основных/ультраосновных интрузий [Garzanti et al., 2015].

Неогеновые бассейны вдоль Восточно-Африканского рифта, рассматриваемые как области рециклирования обломочного материала, выполнены мощными силикокластическими толщами. Дренирующие их реки несут почти чистые кварцевые пески с незначительным количеством циркона, рутила, кианита и эпидота. Из-за сильного разбавления кварцем как пески, так и илы существенно обеднены большинством химических элементов. Это же ведет, по данным авторов публикации [Garzanti et al., 2015], к появлению песков с очень высокими значениями CIA*/WIP.

Состав песков Нила

Впадающая в оз. Виктория Кагера и ее притоки питаются продуктами эрозии метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород палеопротерозойского фундамента, перекрывающих их мезопротерозойских слабометаморфизованных метапесчаников и метапелитов, прорванных гранитоидами и разнообразных вулканических пород. Состав песков варьирует от кварцевой метаморфокластики (КПШ $>$ плагиоклаз) с мусковитом и биотитом и умеренно богатыми АТПМ (турмалин, амфибол, андалузит, ставролит) до преимущественно кварцевых с умеренным количеством тяжелых минералов, включая андалузит из контактных ореолов, окружающих мафит-ультрамафитовые породы. Вулканические породы являются источниками лититовых обломков и зерен пироксена. За счет поступления из местных источников содержание кварца растет вниз по течению. Среди тяжелых минералов происходит увеличение содержания турмалина, оксидов Ti и кианита за счет снижения доли андалузита, силлиманита, амфибола и эпидота. Обломки пород и биотит почти исчезают, но сохраняются белые слюды и немногочисленные полевые шпаты. Отношение Q/F в песках <9 , в алевритистых илах прирусловых валов — 4 ± 1 . Отложения Кагеры сильно обеднены подвижными элементами как из-за интенсивного выветривания на рифтовых высокогорьях, так и из-за постепенного разбавления их кварцем вниз по течению. Размыв вулканитов и мафит-ультрамафитовых интрузий ведет к локальному росту в илах содержания Ti, Sr, Nb и Ta, а также Cr и Ni.

Выходя из оз. Виктория Нил несет лишь небольшое количество полевошпатово-кварцевого песка, полученного за счет эрозии локально развитых здесь гранитоидов. Состав осадков обновляется ниже оз. Кьога, где река пересекает гнейсы и ее пески имеют полевошпатово-кварцевый метаморфокластический состав с богатыми АТПМ, в составе которых преобладают амфибол, эпидот, гранат, рутил и кианит [Garzanti et al., 2015].

Ниже оз. Альберт песок Нила имеет в основном кварцевый состав с небольшим количеством полевых шпатов и беден тяжелыми минералами. Кварц, по всей видимости, рециклирован из пород грабена Альберт. Затем на протяжении нескольких десятков км, благодаря притокам, дренирующим породы фундамента, осадки вновь становятся полевошпатово-кварцевыми метаморфокластическими. Они также содержат много тяжелых минералов (амфибол > эпидот >> гранат).

Состав снова меняется в Южном Судане, где песок Белого Нила ниже болот Судд в основном состоит из монокристаллического кварца с небольшим количеством полевого шпата. Среди тяжелых минералов здесь преобладают эпидот и амфибол, подчиненную роль играют гранат, силлиманит, циркон и рутил [Garzanti et al., 2015].

Выше болот Судд метаморфокластические пески перечисленных рек по своему химическому составу близки к UCC, но обогащены Si, Th, Zr, Hf и несколько обеднены подвижными щелочными и щелочноземельными элементами. Ниже болот Судд песок и ил, вследствие ассимиляции материала из неоднократно рециклированных кварцевых отложений, напротив, демонстрируют значительное обеднение многими элементами.

Голубой Нил дренирует платобазальты и риолитовые игнимбриты в окрестностях оз. Тана, а затем пересекает предрифтовую осадочную последовательность (пермские тиллиты и мезозойские кварцевые песчаники и карбонаты) и породы неопротерозойского фундамента (гранито-гнейсы, ставролитсодержащие сланцы и мраморы) [Tadesse et al., 2003]. Состав его осадков сильно зависит от размера зерен. В илистых песках прирусловых валов преобладают обломки основных вулканических пород с кварцем и плагиоклазом. Среди тяжелых минералов распространен авгит, оксиды Fe, Ti и Cr, роговая обманка и эпидот. Более крупнозернистые баровые пески содержат гораздо больше кварца с подчиненным плагиоклазом, вулканическими обломками, КПШ и незначительным количеством фрагментов метаморфических и осадочных пород

и биотита. Тяжелые минералы включают в основном роговую обманку и авгит. Валовый химический состав песков Голубого Нила аналогичен UCC, но с более высоким содержанием Ti, V и Cr, что связано с высокой долей продуктов размыва базальтов. Величина Eu/Eu^* в песках прирусловых валов и русловых баров составляет 0.94 ± 0.08 [Garzanti et al., 2015]. Илы Голубого Нила имеют почти ту же геохимическую характеристику, что и илы, формирующиеся за счет эрозии эфиопских траппов.

Еще один правый приток — Атбара — в верхнем течении дренирует Эфиопское вулканическое плато. Ниже река пересекает предрифтовую осадочную последовательность, а затем неопротерозойские метаосадочные и метавулканические породы фундамента. Источником кластики для нее в основном выступают эфиопские траппы. В илистых песках прирусловых валов преобладают вулканические обломки. Баровые пески состоят в основном из зерен базальта, авгита и плагиоклаза; содержание в них кварца с ростом размера зерен увеличивается незначительно. Присутствуют КПШ, фрагменты метапелитов и метапсаммитов, метафельзитов и метабазитов, биотит и амфибол. В ряде мест распространен оливин, заимствуемый из высокотитанистых базальтов. Для песков и илов Атбары свойственны высокие содержания Mg, Ca, Ti, Sc, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni и Cu. Величина Eu/Eu^* равна 0.88 ± 0.08 [Garzanti et al., 2015].

Ниже впадения Атбары Нил течет через пустыню Сахара и образует большой изгиб в породах фундамента Нубийского щита и Сахарского Метакратона, перекрытых нубийскими песчаниками [Johnson et al., 2011]. Прирусловые отложения Нила имеют здесь тот же минералогический и геохимический состав, что и Голубого Нила, тогда как баровые пески богаче зернами базальта, авгита и оливина, что отражает значительный вклад наносов Атбары. Это, однако, на валовой геохимии осадков почти не сказывается. Значения Eu/Eu^* составляют 0.91 для ила и 0.88 для песка [Garzanti et al., 2015].

Как показано в работе [Garzanti et al., 2015], в бассейнах Голубого Нила и Атбары минералогический состав наносов во многом повторяет состав материнских пород. Пески, полученные из пород фундамента, имеют полевошпатово-кварцевый состав (кварц $\leq 60\%$, Q/F — 1...2—3), что характерно для плутоно- и метаморфокластических песков, образующихся в холодном альпийском климате [Garzanti et al., 2006b]. Влияние выветривания на состав осадков становится более выраженным ближе к экватору, где речные пески

в разной степени обогащены кварцем. Белый Нил несет в основном монокристаллический кварц, имеющий округлые очертания, ямки и другие формы травления, образовавшиеся в результате интенсивного растворения во влажном субэкваториальном климате [Garzanti et al., 2006a]. Пески, однако, могут также содержать рециклированные зерна каличе, что указывает на размыв почв, сформировавшихся в засушливые и полужасушливые этапы.

При ограниченной транспортировке кластики на жарком и влажном водосборе Кагеры детрит превращается в почти чистый кварцевый остаток, а гравий обогащается фрагментами латеритов, как и тяжелая фракция. Большинство зерен кварца имеют глубокие заливки, указывающие на их интенсивное растворение в почвах. Даже в осадках, образованных за счет эрозии только гранитоидов, полевые шпаты немногочисленны и в основном представлены интенсивно корродированным микроклином. Отношение Q/F увеличивается с усилением выветривания от ~ 0.7 до ~ 1 в илах и от ~ 3 до ~ 10 в песках [Garzanti et al., 2015].

Однако и в экваториальных районах есть области с ограниченным выветриванием. Как правило, это высоко приподнятые массивы (например, массив Рувензори или вулканы Вирунга). На поднятии Рувензори (высота 5110 м над уровнем моря) встречаются полевошпатово-кварцевые песчаники. По высоте залегания они сравнимы с осадками, образованными при эрозии кристаллических пород фундамента вдоль засушливых рифтовых областей Красного моря и Аденского залива [Garzanti et al., 2001, 2013b]. Во всех названных районах преобладает физическая эрозия. Са-амфиболы в таких условиях, хотя и демонстрирует обширную коррозию, в основном сохраняется. Фрагменты базальтов и пироксены в песке Вирунги чаще всего свежие, зерна апатита имеют идиоморфный облик и зарождающиеся ямки травления. Зерна оливина, также не подвергшиеся коррозии, прослеживаются на протяжении 30 км ниже по течению от вулканического поля Вирунга. Илы здесь состоят из стекла, плагиоклаза, санидина, пироксена и оксидов железа с незначительным количеством вторичных глинистых минералов, что предполагает весьма незрелый характер почв [Garzanti et al., 2015].

Состав илов Нила

Состав илов и глин резко различен в аридном тропическом поясе, где преобладает смектит, и во влажных экваториальных районах, где чаще

всего можно видеть каолинит. Последний составляет $>70\%$ глинистых минералов в илах, образующихся в результате интенсивного изменения пород фундамента в хорошо дренированных влажных высокогорьях Восточно-Африканского рифта. Иллит является продуктом физической деградации слюдястых пород или серицитизации полевого шпата. Хлорит, легко выветриваемый в теплом влажном климате, в бассейне Кагеры отсутствует. Смектит встречается в более засушливых и плохо дренированных низменностях саванн, но лишь в небольших количествах [Garzanti et al., 2015]. В аллювиальных и озерных отложениях центральной Уганды, сформированных за счет денудации докембрийских гранито-гнейсов и метаосадков, преобладают каолинит и кварц с небольшим количеством смектита, хлорита и иллита/мусковита. В Южном Судане щелочные почвы аллювиальных и заболоченных низменностей богаты смектитом с подчиненным содержанием каолинита, хлорита и иллита. Смектит преобладает и в отложениях Эфиопского плато. Аллювиальные почвы центрального Судана содержат подчиненные количества каолинита, вермикулита, иллита и хлорита, с незначительными различиями между Белым и Голубым Нилом. Количество смектита колеблется от 50 до 80% на всем протяжении Главного Нила, а глинистая фракция его взвеси, поступающей в оз. Насер, содержит $\sim 70\%$ смектита, $<25\%$ каолинита и $<10\%$ иллита. После постройки высокой Асуанской плотины богатые смектитом нильские отложения в Египте смешиваются с увеличивающейся долей сахарской пыли, содержащей иллит и обильный каолинит, унаследованный от гораздо более влажных прошлых эпох. В результате содержание каолинита увеличивается с $\sim 20\%$ в Нубии до 30–50% в оз. Насер и до 70% в Асуане, но затем снова снижается из-за переработки речных отложений. В нижнем течении Нила в аллювиальных почвах Египта преобладает смектит, а также присутствуют смешанослойные образования, сепиолит, палыгорскит, хлорит, слюда и пиррофиллит [Garzanti et al., 2015].

Распределение популяций обломочного циркона

В песке Кагеры до оз. Виктория преобладают зерна циркона кибаранского (максимум 1355 млн лет), убендианского (полимодалный кластер около 2 млрд лет назад) и аруанского (максимум 2613 млн лет) возрастов. Самый молодой циркон имеет здесь панафриканский, а самые древние — мезо- и палеоархейский возраст [Garzanti et al., 2018].

В песках Нил Виктория и Нил Альберт, являющихся в основном продуктами размыва архейских гнейсов кратона Конго, преобладает циркон аруанского возраста (максимум 2583 млн лет). Самый молодой циркон имеет panaфриканский, а самый древний – мезоархейский возраст. Циркон аруанского возраста распространен и в песках Бахр-эль-Джебел на севере Южного Судана, но здесь появляется хорошо выраженный полимодальный panaфриканский кластер (максимумы ~650 и 970 и небольшой пик ~840 млн лет). Зерна циркона в песке Белого Нила между болотами Судд и устьем Голубого Нила демонстрируют широкий и асимметричный panaфриканский кластер (максимум ~620 млн лет). Сугубо подчиненную роль играют здесь кристаллы каменноугольного и мелового, а также аруанского возраста [Garzanti et al., 2018]. В песках эфиопских притоков Нила доминирует тримодальный неопротерозойский кластер. Циркон Атбары имеет главный максимум с возрастом ~620, подчиненный максимум ~800 и второстепенный с возрастом ~940 млн лет. Циркон олигоценного возраста (24–32 млн лет) составляет только 2%, а самый молодой циркон имеет возраст 11 млн лет. Ниже Атбары в песках Главного Нила доминируют зерна циркона, принадлежащие полимодальному panaфриканскому кластеру, вместе с ними встречается некоторое число зерен с меловым, палеозойским, среднепалеопротерозойским и неоархейским возрастaми. Такой же panaфриканской кластер наблюдается в песках Нила, собранных вблизи Каира до постройки Асуанской плотины.

Sm-Nd систематика

В публикации [Padoan et al., 2011] для определения источников наносов трех основных рукавов Нила (Белый Нил, Голубой Нил, Атбара) авторы проанализировали изотопную систематику Sr и Nd осадков. Нил хорошо подходит для подобного рода исследований, поскольку его водосборный бассейн включает кристаллические породы различного возраста с высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а высокогорья Эфиопии сложены базальтами с низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высоким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. В результате установлено, что изотопные характеристики нильских осадков не сильно зависят от размера зерен; это дало возможность значения для ила и песка рассматривать совместно.

Диапазон значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьирует от 0.722 и 0.5108 для осадков, сложенных продуктами эрозии архейских гнейсов на севере Уганды, до 0.705 и 0.5127 для осадков, полученных

при эрозии пород неопротерозоя Эфиопии и Эритреи. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в пределах 0.705–0.709 и 0.5124–0.5130 характерны для осадков Голубого Нила. Осадки Главного Нила выше оз. Насер характеризуются значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответственно 0.705–0.706 и 0.5126–0.5127.

Наиболее древние модельные возраста (t_{DM} , 3.4–3.0 млрд лет) свойственны осадкам Нил Виктория и Нила Альберт, источниками кластики для которых являются породы кратона Конго. Ниже по течению величины t_{DM} уменьшаются от 2.6 млрд лет в осадках Бахр-эль-Джебел в Южном Судане до 2.4–2.2 млрд лет в наносах Бахр-эз-Зераф и, наконец, достигают 1.6–1.3 млрд лет в осадках Белого Нила выше Хартума. Продукты эрозии пород фундамента в Эфиопии характеризуются значениями t_{DM} от 1.2 до 0.7 млрд лет, а те, что происходят из пород Эритреи обладают величинами t_{DM} от 1.5 до 1.2 млрд лет. Самые молодые значения t_{DM} свойственны осадкам, сформированным из продуктов размыва эфиопских базальтов (0.3–0.2 млрд лет).

НИЛ И НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

На примере песка Нила авторами публикации [Garzanti et al., 2018] выполнена проверка гипотезы о том, что размер зерен влияет/не влияет на распределение U-Pb-изотопных возрастов циркона в речных осадках. Сравнение возрастов обломочного циркона обычных песков пляжа дельты Нила и песков с естественными россыпями тяжелых минералов, т.е. подвергшихся существенной гидравлической сортировке, показало, что спектр возрастов в последних существенно не отличается от спектра обычных песков и даже включает больший процент старых (метамиктных и др.) зерен, которые, казалось бы, должны разрушаться быстрее. Таким образом, влияния гидравлической сортировки на возрастное распределение циркона не обнаружено.

Проанализировано также влияние выветривания на состав отложений. Оказалось, что зависимость состава последних от интенсивности процессов выветривания достаточно сильно выражено на большей части бассейна Белого Нила и достигает максимальной интенсивности на экваториальном водосборе Кагеры. Для Голубого Нила и Главного Нила этот феномен, напротив, незначителен, о чем свидетельствуют низкие величины CIA (47–51 для ила и 43–45 для песка) а также $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$ (~2 для ила и ~1.2 для

песка). Наиболее сильно выветривание влияет на метаморфокластические осадки первого цикла, образующиеся во влажных лесных высокогорьях, где содержание Na, Ca и Sr меньше более чем на порядок по сравнению с UCC, а значения CIA достигают для песка >80 и >90 для ила [Garzanti et al., 2015].

В исследованиях, выполненных в Европе и Северной Америке, ранее было отмечено, что содержание в речных наносах детрита, образовавшегося за счет эрозии вулканических пород, сформированных в рифтах, быстро падает уже вблизи источника. Это привело к представлениям о том, что такой материал легко разрушается на расстоянии нескольких десятков километров, и что связанные с рифтами вулканические породы вряд ли оставляют значительные следы в осадочной летописи [Blatt, 1978; Ingersoll et al., 1993]. В случае Нила хорошо видно, что это не так. От Эфиопского вулканического плато и до Средиземного моря (~ 4500 км) фрагменты базальтов, пироксен и другие тяжелые минералы, включая оливин, остаются удивительно свежими, и пропорция между ними практически не меняется. Это позволяет думать, что влияние транспортировки на зерна минералов на столь длинной дистанции незначительно. Поскольку Нил на данном участке не имеет притоков, эта особенность проявляется особенно четко. По данным [Garzanti et al., 2015], в Судане в алевритистых осадках прирусловых валов Нила отношение обломки вулканических пород/кварц равно 2.1 ± 0.8 , а отношение пироксен/амфибол составляет 6.8 ± 2.9 . В песках русловых баров указанные параметры равны 0.35 ± 0.22 и 3.0 ± 0.7 . Содержание оливина составляет $1.7 \pm 1.7\%$ от всей АТПМ. Такие же значения были характерны для русловых песков в Египте перед строительством высокой Асуанской плотины (0.32 ± 0.19 и 3.4 ± 2.1), а оливин составлял $0.7 \pm 0.7\%$ АТПМ. Иногда он встречается и на пляжах восточного Средиземноморья, предполагая тем самым, что избирательное механическое разрушение менее прочных зерен во время переноса, скорее всего, в нильской речной системе отсутствует.

Огромный водосбор Нила дает хорошую возможность для верификации широко распространенного подхода к интерпретации состава песчаников, основанного на предположении, что соотношение обломочных компонентов в них в первую очередь отражают различные тектонические условия питающих провинций [Dickinson, 1985].

Выполненные Э. Гарзанти и его соавторами детальные исследования наносов Нила демонстрируют, по их мнению, что использование соотношений обломочных компонентов песков в качестве индикатора тектонических обстановок в рамках концепции тектоники плит вызывает серьезные вопросы. Во-первых, в зависимости от размера зерен основные нильские отложения перекрывают все три поля на диаграмме QFL Дикинсона: точки состава алевритистых песков расположены в поле “Магматическая дуга”, точки мелких песков сосредоточены в поле “Рециклированный ороген”, а фигуративные точки среднезернистых песков находятся в поле “Континентальный блок”. Основная причина сказанного заключается в том, что нильские отложения представляют смесь более мелкого детрита Эфиопского базальтового плато (“анорогенный вулканический источник”) с более грубым детритом из эфиопского кристаллического фундамента (“расчлененный континентальный блок”). И, во-вторых, в модели Дикинсона поле “анорогенного вулканического источника” просто отсутствует. Разграничить же анорогенные вулканические источники кластики и такие источники, как магматические дуги, при исследовании древних песчаников чрезвычайно сложно [Garzanti et al., 2015].

Традиционно считается, что отложения, формирующиеся при размыве пород континентальных блоков, состоят в основном из кварца и полевых шпатов, и поэтому в зависимости от отношения Q/F их можно отнести к обстановкам “внутри кратона”, “переходноконтинентальным” и “поднятий фундамента” [Dickinson, 1985]. Однако такой подход, как уже было отмечено выше, просто называет иными словами описательные термины “кварцевый”, “полевошпатово-кварцевый” и “кварц-полевошпатовый”, вуалируя их вводящими в заблуждение генетическими терминами, поскольку уже давно известно, что отношение Q/F зависит не только от тектонической активности, но и от климатических обстановок [Folk, 1980]. Кроме того, кварц-полевошпатовые пески образуются при размыве пород кристаллического фундамента даже в пределах тектонически неактивных щитов [Garzanti et al., 2014b].

На нильском водосборе кварцевые пески формируются в результате рециклинга либо из дорифтовых (тип источника — “нерасчлененный континентальный блок”), либо из синрифтовых (тип источника — “рециклированный обломочный источник”) обломочных пород как в засушливых тропических, так и во влажных экваториальных

условиях. Они также образуются в первом седиментационном цикле при эрозии пород поднятий фундамента в гипергумидном климате (тип источника – “расчлененный континентальный блок”). Более того, отложения, сформированные за счет эрозии пород континентального блока (нерасчлененные и переходные области) могут содержать значительное количество фрагментов осадочных или метаосадочных пород и небольшое количество полевых шпатов и, следовательно, не обязательно располагаться вдоль стороны QF треугольника QFL, как предсказывает модель Дикинсона [Garzanti et al., 2015].

Осадочная система Нила представляет яркий образец тектонической обстановки расходящихся плит. Детрит с Эфиопского нагорья (вулканический сегмент рифта Красного моря) переносится на север параллельно египетскому амагматическому сегменту того же рифта, характеризующемуся более сглаженным рельефом и широким развитием осадочных образований. Вулканические и полевошпатово-кварцевые обломки, представляющие собой продукты эрозии “анорогенных вулканитов” и пород “расчлененного континентального блока” пересекают с водами Нила пустыню Сахара, испытывая некоторое обогащение кварцевым песком, достигают побережья Средиземного моря и продолжают двигаться на северо-восток параллельно нерасчлененному плечу Левантского трансформного разлома [Garzanti et al., 2015]. Как следствие, на пляжах Восточного Средиземноморья встречается полевошпатово-кварцевый, а не кварцевый или литито-карбонатно-обломочный материал, что отражает рифтогенез в далекой Эфиопии, а не на восточном побережье Средиземного моря.

Как и в случае Замбези, Нил также представляет прекрасный пример сегментированной речной системы. На водосборе Нила внутренние ловушки кластики варьируют от крупных озер (Виктория, Кьога, Джордж, Альберт), по-разному связанных с рифтовой тектоникой и геоморфологией, до обширных болот (Судд и Мачарские болота), а также искусственных водоемов (озера/водохранилища Розейрес, Сеннар, Хашм-эль-Гирба, Мерове, Нубия/Насер) [Garzanti et al., 2018]. Как транслируется в такой ситуации т.н. “провенанс-сигнал” от верховьев до дельты? Выполненные Э. Гарзанти и его коллективом исследования Нила наглядно показали, что перенос осадков в сверхдлинной речной системе имеет сложный и весьма прерывистый характер. Передача сигнала о происхождении кластики в такой системе может неоднократно блокироваться,

возобновляться или теряться/подавляться в разных ее сегментах, что вносит серьезные неопределенности в построение различных моделей [Garzanti et al., 2018].

Так, спектр U-Pb возрастов обломочного циркона резко и неоднократно меняется вдоль Белого Нила, тогда как от болот Судд до дельты Нила он остается удивительно однородным [Garzanti et al., 2018]. В Уганде провенанс-сигнал из верхнего сегмента теряется в любом большом озере, представляющем эффективный барьер для переноса наносов. Каждый раз он сменяется другим или похожим сигналом, в зависимости от возраста циркона, содержащегося в породах и осадочных толщах, размывающихся ниже той или иной ловушки кластики. Например, тримодальный (события Кибаран + Убендиан + Аруан) спектр возраста циркона, характеризующий отложения Кагеры, и унаследованный от материнских пород рифтовых высокогорий Бурунди и Руанды, не прослеживается далее оз. Виктория. Острый максимум Аруана, характеризующий зерна циркона как в Нил Виктория ниже оз. Кьога, так и в Ниле Альберт ниже оз. Альберт, сочетается с неопротерозойскими зернами, частота встречаемости которых постепенно увеличивается в низменностях Южного Судана. Сигнал Аруана не проходит через болота Судд, а зерна циркона Белого Нила имеют тот же неопротерозойский полимодальный кластер, что и эоловый песок Сахарского Метакратона и перекрывающих его осадочных образований Нубии. Довольно однородные возрастные спектры, демонстрируемые зернами циркона от Хартума до дельты Нила, практически не сохраняют память о кибаранском, убендианском и, особенно, аруанском провенанс-сигналах, характерных для Белого Нила выше болот Судд [Garzanti et al., 2018].

Все иные сигналы о происхождении кластики (петрография песков, минералогия илов и глин) разделяют, по полученным авторами публикации [Garzanti et al., 2018] данным, ту же судьбу, что и провенанс-сигнал, опирающийся на U-Pb-изотопный возраст циркона. Так, в оз. Виктория кварцевый песок, приносимый Кагерой, содержит ставролит и кианит. В верхнем течении Нила Виктория, ниже оз. Виктория, в ряде мест формируется уже богатый полевым шпатом песок с преобладанием эпидота. Ниже оз. Кьога Нил Виктория несет сначала кварцевый песок с цирконом (поступает с взвесью притока Кафу), но вскоре его вытесняет полевошпатово-кварцевый детрит с преобладанием амфибола, накапливающийся в оз. Альберт. В болота Судд поступает

полевошпатово-кварцевый песок с преобладанием амфибола. Ниже них Белый Нил несет лишь небольшое количество чистого кварцевого песка с эпидотом и амфиболом. В районе Хартума он замещается наносами, поступающими из Эфиопии с водами Голубого Нила. Состав нильских отложений от Хартума до дельты сильно зависит от размера. Это кварц-полевошпатово-лититовый вулканокластический илистый песок, переносимый во взвеси, тогда как более крупнозернистый песок имеет лититово-полевошпатово-кварцевый состав. Это же касается и состава илов. В болота Судд из жаркой и влажной Уганды поступают илы с преобладанием каолинита. На выходе из болот они сменяются илами с преобладанием смектита. Сказанное предполагает, что даже самая мелкая фракция наносов не может пройти через болота.

На состав нильских илов существенное влияние оказывает и тип источника тонкой алюмосиликокластики. Так, в илах, сформированных из материала, образующегося при эрозии пород обстановки “вулканический рифт”, расположенных в относительно засушливых районах, преобладают слегка выветрелые минералы коренных пород (плагиоклаз, санидин, пироксен), оксиды Fe и вулканическое стекло. Вторичные глинистые минералы немногочисленны даже в ручьевых отложениях, что указывает на незначительное выветривание и очень незрелые почвы. Химический состав илов отражает ограниченное выветривание базальтов. Илы умеренно обеднены щелочными и щелочноземельными элементами по сравнению с песком и материнскими лавами [Rogers et al., 1998]. В более влажных и низкогорных районах в илах преобладают аморфные вещества (включая измененное стекло), глинистые минералы и оксиды/гидроксиды железа. Каолинита больше, чем смектита и иллита. Концентрация Mg, Ca, Na и Sr на порядок ниже, чем в материнских лавах [Furman, Graham, 1999], что указывает на сильное выветривание. В целом илы беднее всеми щелочными и щелочноземельными металлами по сравнению с теми осадками, что накапливаются в относительно засушливых районах [Garzanti et al., 20136].

Илы обстановки “рассеченное плечо рифта” включают слюды, глинистые минералы, кварц и значительное количество полевых шпатов. Каолинит преобладает над иллитом и местами смектитом, а в ряде районов в незначительной степени и над хлоритом. Несмотря на более высокие концентрации, чем в песках, щелочные и щелочноземельные элементы во всех пробах илов обеднены более чем на порядок относительно UCC.

По сравнению с PAAS илы значительно обеднены также Ca, Na и Sr, что указывает на полное разложение плагиоклаза. На окраинах лавовых полей илы обладают более высокими концентрациями Fe, Ti, P, Mn, V, Nb, Ta, Co, Ni, Cu и Zn, чем илы, образованные из продуктов размыва пород фундамента. В более влажных обстановках илы содержат меньше полевых шпатов (в основном КПШ) и больше глинистых минералов. Каолинит доминирует над иллитом и хлоритом и может являться практически единственным глинистым минералом, смектит отсутствует. Щелочные и щелочноземельные элементы сильно обеднены и имеют такие же концентрации, как и в песках [Garzanti et al., 20136].

В илах, полученных в результате эрозии докембрийских гранитов, много полевых шпатов (КПШ > плагиоклаз). Глинистые минералы включают каолинит, иллит и смектит. Щелочные и щелочноземельные элементы могут быть, как незначительно, так и в существенной мере обеднены. В спектрах РЗЭ илов локально наблюдается более выраженная отрицательная Eu аномалия, чем в породах субстрата [Garzanti et al., 20136].

Илы, формирующиеся в “переходной от собственно рифта к его плечу обстановке” за счет эрозии метаосадочных пород мезопротерозоя, включают кварц, оксиды/гидроксиды железа и небольшое количество полевых шпатов (КПШ > плагиоклаз). Иллит и каолинит распространены одинаково или последний преобладает. Локально встречается гиббсит, смектит отсутствует. Сильное обеднение щелочных и щелочноземельных элементов обусловлено как интенсивным выветриванием, так и разбавлением кварцем, полученным из метасаммитовых протолитов. Последнее отражается в низких значениях WIP, особенно в песках. Аномалия Eu составляет ~0.36 [Garzanti et al., 20136].

Нил дает также возможность исследовать процессы геохимической дифференциации между илами и песками. Оказалось, что в первую очередь они зависят от интенсивности выветривания, которая может усиливаться различными гидрологическими и гидродинамическими процессами. При минимальном выветривании илы будут содержать меньше глинистых минералов и больше полевых шпатов, и контраст их состава с песком будет достаточно слабым. Пески экваториальной Африки содержат гораздо больше кварца (за исключением вулканокластического детрита), а илы — органических веществ, глинистых минералов и других слоистых силикатов. Относительное содержание полевого шпата

примерно одинаково в илах и песках, и, следовательно, отношение Q/F выше в песках. Возможно, это указывает на избирательное уменьшение размера более растворимых полевых шпатов [Garzanti et al., 20136]. Вследствие сказанного пески систематически богаче Si, а илы — большим количеством других элементов. В целом пески более богаты Na, K, Ca и Sr, тогда как Al, Cs и Ga более распространены в илах. Таким образом, интенсивность выветривания зависит от размера зерна: чем тяжелее щелочной элемент, тем меньше обеднены им мелкозернистые осадки по сравнению с крупнозернистыми [Bouchez et al., 2011].

Установлено также, что концентрация элементов в илах сильно зависит от интенсивности выветривания, так как вторичные фазы, образующиеся в результате растворения силикатов в контрастных климатических и геоморфологических условиях, обладают различным минеральным и химическим составом. Например, каолинит или оксигидроксиды Al и Fe не содержат Na, K, Mg и Ca, транспортирующихся реками в основном в растворенной форме [Garzanti et al., 20136]. Следовательно, в богатых каолинитом илах, образующихся во влажных рифтовых высокогорьях, щелочные и щелочноземельные элементы по сравнению с песками более обеднены, чем в илах низменностей, богатых иллитом и смектитом.

Индексы выветривания, рассчитанные по валовому химическому составу наносов Нила, указывают на более слабое выветривание песков, чем илов. В песках значения α^{Al} обычно составляют половину от их значений в илах, а величины CIA в песках ниже на 10–15 единиц, чем в илах. Связано это с тем, что илы в основном образуются из зрелых почвенных профилей, представляющих собой конечный продукт химического выветривания, тогда как более крупный детрит возникает в результате физической эрозии [Garzanti et al., 20136].

РЕКА КОНГО

Общие сведения

Конго с площадью водосбора около 3.7 млн км² и длиной 4200(4700?) км является одной из крупнейших рек мира. Ее водосбор ограничен на севере позднемезозойской Центрально-Африканской рифтовой системой, на востоке среднекайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системой и на юге плато Калахари [Leturmy et al., 2003; Garzanti et al., 2019 и ссылки там]. В центральной части водосбора присутствует округлая внутрикратонная впадина (Бассейн Конго/

Cuvette Centrale, ~30% всего водосбора) диаметром 1000–1300 км (рис. 3), характеризующаяся экваториальным климатом с годовым количеством осадков 2000–2300 мм [Alsdorf et al., 2016]. Она представляет погружающуюся континентальную область, которая начала развиваться в позднем протерозое, вероятно, в связи с прекращением процессов рифтогенеза [Dinis et al., 2020]. Уклон Конго здесь очень небольшой, скорость течения не превышает 0.3–0.6 м/с. Количество осадков в высокогорьях на востоке достигает 2500 мм/год, северная часть водосбора полусухливая, а на юге наблюдается чередование влажных и засушливых сезонов с более низкими температурами [Garzanti et al., 2019].

Конго несет около 30 млн т взвешенных веществ в год (~8 млн т очень мелкого песка, ≥20 млн т ила и глины (~50% каолинита, ~25% иллита, а также смектит, хлорит и смешано-слойные образования; количество каждого из названных компонентов ≤10%), ≤3 млн т органических веществ.

Водосбор Конго включает значительные площади архейских щитов и протерозойских орогенов, он также содержит богатые кварцем силикластические образования различного возраста, которые на протяжении неопротерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя подвергались множеству эпизодов эрозии и рециклирования [Frimmel et al., 2006; Tait et al., 2011; Linol et al., 2015; Guillocheau et al., 2015; Garzanti et al., 2019 и ссылки там]. Притоки Конго в самой верхней части водосбора (выше оз. Танганьика) дренируют мезоархейские и нижнепалеопротерозойские гранито-гнейсы и гранулиты, средне- и высокометаморфизованные среднепалеопротерозойские гнейсы, базальты, трахиты и фонолиты, а также мезо- и неопротерозойские обломочные породы с пачками платобазальтов [Garzanti et al., 2013a, 2019]. Есть здесь и неопротерозойские щелочные граниты. С севера в Конго поступают продукты эрозии мезоархейского амфибол-гнейсового комплекса кратона Конго и гранитоидных интрузий, перекрытых протерозойскими мраморами и кварцитами. На юге обнажены породы щита Касаи — мезоархейские и палеопротерозойские граниты, гнейсы, мигматиты и габбро, перекрытые мезопротерозойскими метаосадочными породами и металавами. В нижнем течении Конго пересекает пояс Западного Конго — неопротерозойский (панафриканский) ороген, расположенный параллельно побережью Атлантического океана. Здесь известны гнейсы, мигматиты и амфиболиты кристаллического фундамента, а также

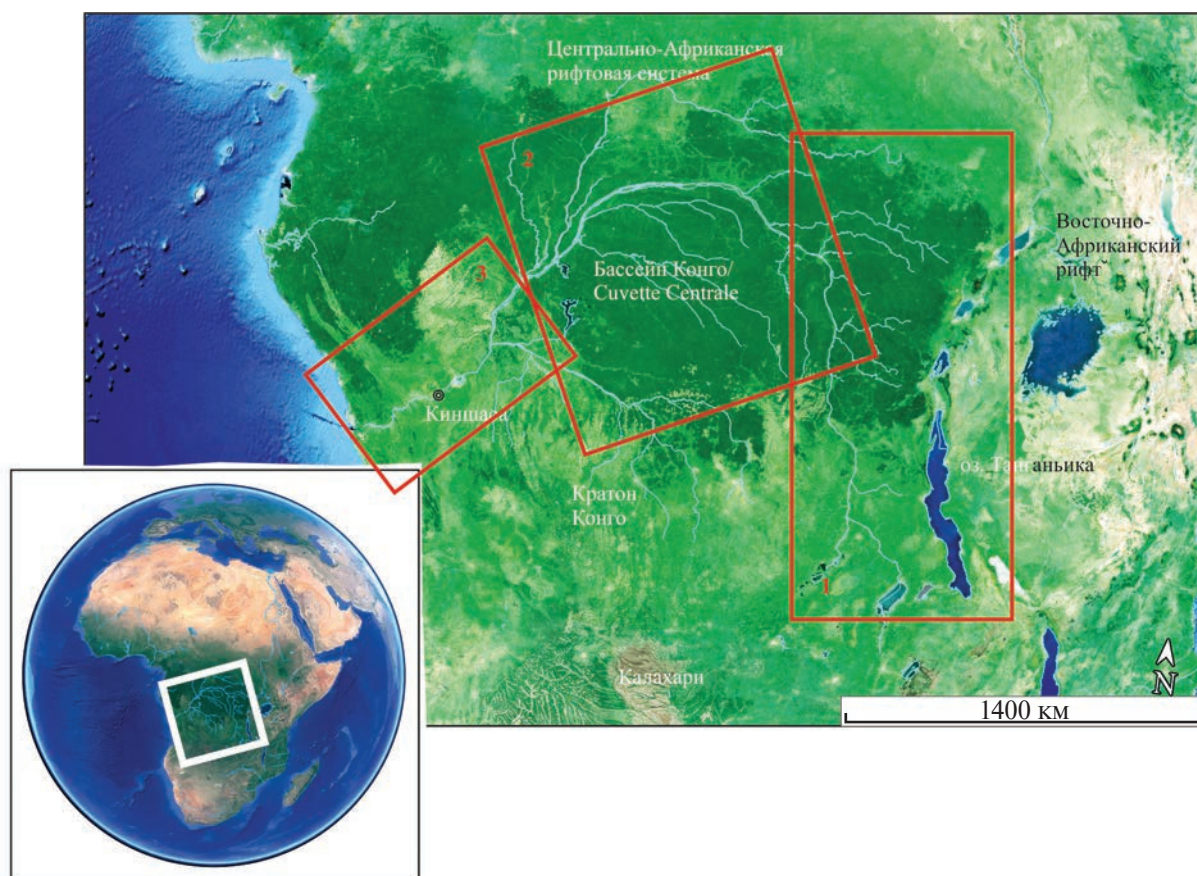


Рис. 3. Конго и ее основные сегменты.

1 – верховья, 2 – Бассейн Конго, 3 – нижнее течение.

различные неопротерозойские тектоно-стратиграфические единицы [Garzanti et al., 2019].

Изучение современных осадков Конго позволяет несколько по-новому взглянуть на процессы крупномасштабного формирования кварцевого песка – давно обсуждаемой проблемы осадочной петрологии [Krynine, 1941; Pettijohn et al., 1972; Suttner et al., 1981; Johnsson et al., 1988; Dott, 2003; Mehring, McBride, 2007; Basu, 2017; Garzanti et al., 2019]. Связано это с тем, что в верхней и нижней частях водосбора пески Конго и ее притоков содержат полевые шпаты, обломки пород и умеренно стабильные тяжелые прозрачные минералы. Иная ситуация характерна для песков Бассейна Конго, где доминируют чистые кварцевые пески, что указывает на расположение именно там “кварцевой фабрики”.

Существуют, по крайней мере, две альтернативные точки зрения на обозначенную проблему [Garzanti et al., 2019]. Согласно первой, так как огромные массы чистого кварцевого песка распространены в настоящее время на большинстве

низкоширотных континентов, климатические обстановки которых варьируют от влажных и сверхвлажных (бассейны Ориноко, Амазонки, Параны и Уругвая), до полу- или гиперзасушливых (пустыни Калахари, Сахара, Большой Нафуд и Руб-эль-Хали и др.), это позволяет многим исследователям считать кварцевый песок типичным продуктом длительной механической абразии и/или химического выветривания пород в экстремально жарком и влажном климате. Свою роль играет при этом и интенсивное выщелачивание вследствие длительного проникновения в относительно стабильных тектонических обстановках через почвы дождевой воды, богатой гуминовыми кислотами. Такая гипотеза предполагает, что длительное выветривание может быть достаточным для формирования осадков, сложенных наиболее устойчивыми обломочными минералами. Вторая точка зрения связывает образование песка, состоящего из кварца, циркона, турмалина и рутила, не только с обозначенными выше условиями, но и с химическим растворением нестойких компонентов, т.е. считает чисто кварцевые пески

продуктом более чем одного седиментационного цикла.

Состав песков Конго

Конго и ее притоки несут в верховьях полево-шпатово-кварцевый песок (микроклин $\gg$ плагиоклаз). В них присутствует небольшое количество обломков алевролитов, гранитоидов и базальтов, метаосадочных и метамагматических пород, мусковит и биотит, а также разнообразные АТПМ (кианит, ставролит и роговая обманка, эпидот, силлиманит, рутил, турмалин, гранат и клинопироксен, андалузит, циркон). Содержание SiO_2 в песках достигает 85–88 мас. %, значения CIA составляют 60–61, а индексы α^{Al} для Sr, Ca и Na не превышают 2–3. Содержание Zr составляет ~ 100 мкг/г, Eu аномалия умеренно отрицательная (0.69–0.79) [Garzanti et al., 2019].

Речной песок Бассейна Конго в существенной мере обогащен кварцем, что ярко отражается в очень высоком содержании в нем SiO_2 (96–98 мас. %) и небольших концентрациях Al_2O_3 (< 1.5 мас. %), Fe_2O_3 (< 0.6 мас. %) и TiO_2 (< 0.5 мас. %). Для песка характерны также низкие концентрации Zr (42–86 мкг/г). Отношение Si/Zr в песке Конго значительно выше, чем в UCC (3500–8000 против 1620). Все это показывает, что кварц в гипервлажном экваториальном климате гораздо лучше противостоит многократной переработке и интенсивному выветриванию, чем циркон. Чувствительность к выветриванию особенно велика у древних и метамиктных кристаллов, происходящих из архейских пород, что, вероятно, и объясняет незначительную долю ($\sim 9\%$) зерен циркона архейского возраста в общем количестве обломочного циркона в песках Конго, хотя Бассейн Конго в значительной степени окружен архейскими щитами [Garzanti et al., 2019]. Величины CIA для песка варьируют от 63 до 90, значения модифицированного индекса CIA (= индекс CIX [Garzanti et al., 2014a]) составляют от 72 до 94, тогда как индекс выветривания Паркера (WIP) равен ~ 1 . Значения CIA для глины Конго, состоящей преимущественно из каолинита, достигают 94–95. Альфа-индексы наиболее высоки для Na (4–12), составляют < 5 для Mg, Ca и Sr; $\alpha^{\text{Al}}\text{K}$ и $\alpha^{\text{Al}}\text{Rb}$ равны ~ 2 , а $\alpha^{\text{Al}}\text{Ba} \geq 1$. Спектры РЗЭ, нормированные к хондриту, демонстрируют обогащение легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3\text{--}6$ для песка, 4.1 для ила). Значения Eu/Eu*, как правило, более отрицательные для песка, чем для ила (0.46–0.69 против 0.66).

В нижней части водосбора песок Конго сложен в основном хорошо окатанным или

полуокатанным монокристаллическим кварцем, небольшим количеством полевых шпатов и незначительным количеством обломков пород. Он имеет очень низкое содержание тяжелых прозрачных минералов, среди которых преобладают циркон, турмалин и рутил [Garzanti et al., 2019].

Суммируя все сказанное выше, Э. Гарзанти с соавторами отмечают, что водосбор Конго включает значительные площади архейских щитов и протерозойских орогенов, он также содержит богатые кварцем силикокластические образования различного возраста, которые испытали многочисленные эпизоды эрозии и рециклирования на протяжении неопротерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя. В результате проведенных ими исследований показано, что современные речные пески в верховьях Конго и в Нижнем Конго достаточно богаты кварцем, но чисто кварцевый песок образуется только в Бассейне Конго. Зерна кварца в песке Конго в основном монокристаллические и весьма округлые. Такой кварц возникает, как правило, в результате выветривания + рециклирования. Тяжелые минералы сильно обеднены, что можно также объяснить интенсивным выветриванием или рециклированием. Менее прочные минералы лишь изредка оказываются сильно протравленными, что может указывать либо на механическое разрушение скелетных зерен во время речного переноса, либо на разбавление в результате рециклирования кварца из более древних обломочных пород. Геохимические характеристики илов Конго, и особенно фракции < 2 мкм, показывают заметное влияние выветривания, которое в песках маскируется присутствием полициклического кварца.

В итоге оказалось возможным сделать заключение о том, что обилие в породной летописи песчаников, состоящих только из кварца, циркона, турмалина и рутила, не может быть удовлетворительно объяснено исключительно интенсивным химическим выветриванием, физическим переработкой или тем и другим вместе взятым [Garzanti et al., 2019]. Полный распад всех менее стабильных минералов требует, по всей видимости, диагенетического растворения, которое происходит при более высоких температурах и в течение более длительных периодов времени, чем выветривание на поверхности Земли.

В рассматриваемой работе есть также очень интересный раздел, посвященный поискам ответа на вопрос — что такое “чистый кварцевый песчаник”? Не имея возможности подробно на нем остановиться, отметим лишь, что авторы совершенно справедливо обращают внимание

на различие определений кварцевых песчаников у разных авторов. Так, в публикациях [Dott, 1964; Johnsson et al., 1991] такие песчаники содержат $<10\%$ полевых шпатов и $<10\%$ обломков пород. В работах [Folk, 1954; Franzinelli, Potter, 1983] к чисто кварцевым песчаникам относятся те, в которых количество каждого из указанных выше компонентов $<5\%$, а в публикациях [Folk, 1980; Dott, 2003] чисто кварцевым считается песок с содержанием кварца $>95\%$.

Состав илов Конго

Исследования тонкозернистых речных илов Конго и других рек ЮЗ Африки наглядно показали также, что на их состав и геохимические характеристики выветривание влияет наиболее сильно, в то время как более крупные фракции в большей степени зависимы от генезиса осадков, размера слагающих их зерен, гидравлической сортировки и процессов рециклирования кластики [Dinis et al., 2020]. Так, например, во фракциях <2 мкм (глины) и <32 мкм (илы) наблюдается значительное деплетирование по сравнению с UCC таких элементов, как Na, Ca, Mg, Si и K. Фракция <32 мкм неизменно обогащена относительно UCC TiO_2 и SiO_2 . Остальные элементы ведут себя по-разному. Фракция <2 мкм в основном обогащена Al, Fe, Rb, Sc и V и сильно обеднена Zr, Hf, Na и Ca по сравнению с фракцией <32 мкм. Концентрация других элементов может быть выше в обеих фракциях и обычно примерно одинакова для Mg, PЗЭ, Y и Nb.

Значения α^{AlE} для большинства подвижных элементов выше во фракции <2 мкм, где концентрируются глинистые минералы, богатые Al. Неподвижные элементы, такие как Sc, Y, PЗЭ, Ti, Nb, имеют тенденцию к относительному обогащению во время выветривания и, следовательно, часто обладают значениями $\alpha^{\text{AlE}} < 1$. Наиболее подвижным элементом во фракции <2 мкм является Na ($6.8 < \alpha^{\text{AlNa}} < 201$), тогда как все остальные мобильные элементы имеют заметно меньшие величины α^{AlE} ($3.0 < \alpha^{\text{AlCa}} < 22$, $1.8 < \alpha^{\text{AlSr}} < 19$, $1.6 < \alpha^{\text{AlK}} < 5.7$, $1.4 < \alpha^{\text{AlMg}} < 5.4$). Наиболее обогащенными элементами в илах по отношению к UCC являются Th, U, LPЗЭ и Fe, тогда как TiO_2 , TPЗЭ, Y и Nb характеризуются значениями $\alpha^{\text{AlE}} < 1$ [Dinis et al., 2020].

Важно также хорошо понимать, что, в то время как песок в основном является продуктом физической эрозии, глина — это главным образом продукт выветривания, контролируемого климатом. Это объясняет более сильное истощение глины подвижными элементами. Однако в песке также

может наблюдаться крайнее обеднение подвижными элементами, когда эффекты химического выветривания и рециклинга накапливаются в течение нескольких циклов осадконакопления. Длительная полициклическая история обычно заканчивается обогащением осадка кварцем, как в случае с песком Конго, который включает только наиболее химически стойкие минералы [Garzanti et al., 2019]. В то же время глины Конго содержат довольно мало SiO_2 (34–43 мас. %), выщелачивающегося в связи с образованием каолинита, и обогащены Al и Ti [Dinis et al., 2020].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Собранные выше, в существенной степени отрывочные из-за ограниченного объема журнальной статьи, данные о процессах формирования состава и геохимических характеристик наносов ряда современных крупных рек Африки, полученные в последние десятилетия в результате исследований Э. Гарзанти и его коллег, все же дают представление об основных их особенностях.

Во-первых, они ясно показывают, что в сегментированной крупной речной системе характеристики транспортируемого осадочного материала (состав основных и второстепенных компонентов наносов, спектры U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона, геохимические особенности песков и илов и их Sm-Nd систематика) могут быть резко различны. Соответственно, все параметры сформированных в приустьевых частях таких рек осадков и в последующем осадочных пород не дают полного представления о составе слагающих водосборы комплексов пород-источников алюмосиликокластики.

Во-вторых, даже при отсутствии выраженного сегментирования транспортируемая рекой кластика может быть заметно видоизменена, как это происходит, например, в нижнем течении Нила, где его наносы подпитываются эоловым кварцем Сахары. Приведенная в основных разделах статьи информация, полученная Э. Гарзанти и его коллегами, показывает также вклад различных по составу источников кластики (кислые, основные и ультраосновные магматические породы, кварциты и кварцевые пески, другие осадочные образования) в формирование минерального состава наносов и их геохимических характеристик. Особенно важно это для понимания процессов образования, транспортировки и захоронения основной алюмосиликокластики, следы существования на водосборах источников которой часто не фиксируются традиционными литогеохимическими

методами исследования песчаников и глинистых пород.

В-третьих, все сказанное выше относится и к процессам выветривания. Интенсивное выветривание в одной части водосбора, ведущее к преобладанию в составе илов каолинита, в других областях сменяется формированием смектита или иллита ..., какой будет в результате итоговая картина в приустьевой части реки? А за пределами маргинального фильтра? Если мы отбираем образцы для исследования из прибрежной части бассейна, питающегося кластикой за счет одной крупной реки (например, Каспий и Волга или Лена и море Лаптевых), какое мнение мы сможем в итоге составить о ее водосборном бассейне?

Справедливо все это и для реконструкций состава палеоводосборов на основе анализа данных об U-Pb-изотопном возрасте обломочного циркона. Приведу для иллюстрации данного тезиса только пример по типовому разрезу верхнего рифея (каратауская серия) Южного Урала, хорошо мне знакомому. В составе названной серии присутствует 8 литостратиграфических единиц (свит и подсвит), из которых две — катавская и миньярская — сложены почти нацело карбонатными породами. Опубликованная информация о возрасте популяций обломочного циркона в песчаниках и известняках с терригенной примесью есть сейчас только для трех стратиграфических уровней — бирьянского, лемезинского и уксского. Она в существенной степени различна. Как ее интерпретировать? Как эволюцию состава пород одной питающей провинции во времени? Как изменение направлений привноса кластики с течением времени? Как вовлечение в размыв разных по составу слагающих их пород питающих провинций? Отражают ли опубликованные спектры распределения возрастов обломочного циркона весь спектр возрастов размывавшихся на водосборах пород? Конечно, нет. А ведь надо иметь в виду, что спектры возрастов обломочного циркона более или менее указывают на возраст их источников только в случае, если песчаники сложены материалом первого седиментационного цикла. Для песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты это совсем не так.

Мы назвали далеко не все вопросы, которые возникают у исследователя после знакомства с публикациями коллег о процессах формирования наносов великих африканских, азиатских и южноамериканских рек. На часть из них на основе приведенной авторами информации можно получить аргументированные ответы, над

частью подумать самим, используя уже имеющиеся в статьях Э. Гарзанти и его соавторов факты. И это в данной ситуации главное.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен Н.С. Глушковой за консультации по подготовке иллюстраций к данной публикации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023–0004).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов В.И., Титаева Н.А.* Содержание урана, тория, радия и иония в четвертичных отложениях долины р. Лены // *Геохимия*. 1961. № 2. С. 110–114.
- Батурин Г.Н., Лобус Н.В., Пересыпкин В.И., Комаков В.Т.* Геохимия русловых наносов реки Кай (Вьетнам) и осадков приустьевой зоны // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 6. С. 833–843.
- Бобров В.А., Ходжер Т.В., Гранина Л.З. и др.* Редкоземельные элементы в эоловой и речной взвеси в регионе озера Байкал // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 267–277.
- Богданова М.Д., Герасимова М.И., Горбунова И.А. и др.* Ландшафтно-геохимическое исследование бассейна р. Селенга // *Вестник МГУ. Серия 5: География*. 2016. № 3. С. 82–89.
- Бреховских В.Ф., Катунин Д.Н., Островская Е.А. и др.* Процессы переноса и накопления тяжелых металлов на нижней Волге // *Водные ресурсы*. 1999. Т. 26. № 4. С. 451–461.
- Виталь Д.А., Ратеев М.А.* К исследованию состава взвешенных и донных осадков р. Сыр-Дарьи // *Бюлл. МОИП. Сер. геол.* 1959. Т. 34. № 3. С. 109–120.
- Глушанкова Н.И.* Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // *Литология и полез. ископаемые*. 2015. № 3. С. 215–227.
- Гордеев В.В., Дара О.М., Алексеева Т.Н. и др.* Сезонные вариации гранулометрического и минерального состава взвеси в маргинальном фильтре Северной Двины (Белое море) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 442–451.
- Гордеев В.В., Коченкова А.И., Лохов А.С. и др.* Сезонные и межсезонные вариации концентраций и стоков растворенных и взвешенных форм органического углерода, железа и марганца Северной Двины в Белое море // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 1. С. 41–55.

- Гордеев В.В., Чудаева В.А., Шулькин В.М. Поведение Fe, Mn, Cu и Zn в устьевых зонах двух малых рек Восточного Сихотэ-Алиня // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 2. С. 99–109.
- Гордеев В.В., Шевченко В.П., Новигатский А.Н. и др. Переходная зона река-море (маргинальный фильтр) Северной Двины как эффективная ловушка речного осадочного материала на пути в открытую область Белого моря // Океанология. 2022. Т. 62. № 2. С. 260–270.
- Даувальтер В.А., Кашулин Н.А. Оценка экологического состояния арктической пресноводной системы по результатам исследований содержания тяжелых металлов в донных отложениях // Геохимия. 2018. № 8. С. 805–819.
- Дебольская Е.И., Долгополова Е.Н. Особенности вертикального распределения примеси в речных потоках (по результатам математического моделирования) // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 543–550.
- Демина Л.Л., Гордеев В.В., Фомина Л.С. Формы Fe, Mn, Zn и Cu в речной воде и взвеси и их изменения в зоне смешения речных вод с морскими // Геохимия. 1978. № 8. С. 1211–1229.
- Долгополова Е.Н. Закономерности движения вод и наносов в устье реки эстуарно-дельтового типа на примере р. Енисей // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. С. 175–185.
- Емельянов Е.М., Мусса А.А., Митропольский А.Ю. Минералогический и химический состав аллювия р. Нил // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 134–139.
- Емельянов Е.М., Пустельников О.С. Химический состав речной и морской взвесей Балтийского моря // Геохимия. 1975. № 6. С. 918–932.
- Завальцева О.А., Коновалова Л.В., Светухин В.В., Ильин К.И. Физико-химическое состояние и оценка техногенных геохимических аномалий донных отложений Куйбышевского водохранилища в районе г. Ульяновска // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 528–534.
- Ибламинов Р.Г., Кропачев А.М., Аблизин Б.Д. Геохимия малых (акцессорных) элементов донных отложений мелких речек Северного Урала // Ученые записки Пермского гос. ун-та. 1973. Вып. 2. С. 40–45.
- Карнаухова Г.А., Сквитина Т.М. Обстановки формирования минерального состава донных отложений в барьерной зоне реки Ангары // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 2. С. 165–177.
- Касимов Н.С., Лычагин М.Ю., Чалов С.Р. и др. Бассейновый анализ потоков веществ в системе Селенга-Байкал // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2016. № 3. С. 67–81.
- Клюканова И.А., Кудерина Т.М., Кузнецов Н.Т., Романкевич А.И. Влияние почвенного покрова на формирование взвешенных наносов рек Центрального Кавказа // Почвоведение. 1991. № 11. С. 5–13.
- Клюканова И.А., Кузнецов Н.Т. Микроэлементы во взвешенных наносах рек и ирригационных систем Средней Азии // Почвоведение. 1980. № 1. С. 107–114.
- Коновалов Г.С., Иванова А.А., Колесникова Т.Х. Редкие и рассеянные элементы (микроэлементы) в воде и во взвешенных веществах рек Европейской территории СССР // Гидрохимические материалы. 1966. Т. 42. С. 94–111.
- Коновалов Г.С., Коренева В.И., Коренев А.П., Гаранжа А.П. Распределение подвижных форм тяжелых металлов во взвешенных веществах рек // Гидрохимические материалы. 1991. Т. 110. С. 55–65.
- Кот Ф.С. Рассеянные металлы в донных отложениях р. Амур и зоны смешения в Охотском море // Геохимия. 1998. № 1. С. 102–107.
- Кравцова В.И., Михайлов В.Н. Дельта Замбези и ее изменения под воздействием водохранилищ // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 48–56.
- Кузнецов Н.Т., Шелякина О.А. Химико-физические свойства взвешенных наносов рек Южного Хангая // Почвоведение. 1963. № 7. С. 94–98.
- Куксина Л.В., Алексеевский Н.И. Сток взвешенных наносов рек Камчатского края в Тихий океан, Берингово и Охотское моря // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 5. С. 471–482.
- Лазаренко А.А. Распределение малых элементов в осадках Днепра, Припяти, Десны и Оки // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147. № 5. С. 1182–1185.
- Литвиненко Ю.С., Захарихина Л.В. Геохимия и радиоэкология вод и донных отложений р. Мзымты Черноморского побережья // Геохимия. 2022. Т. 67. № 4. С. 376–393.
- Лукашев К.И., Кузнецов В.А. Характеристика и основные черты формирования химического состава современного аллювия бассейна Днепра // Докл. АН БССР. 1967. Т. 11. № 5. С. 421–424.
- Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Лукашев В.К. Литогеохимические фации современных аллювиальных отложений бассейна Припяти // Докл. АН БССР. 1968. Т. 12. № 4. С. 364–369.
- Лукашин В.Н., Кречик В.А., Ключиткин А.А., Стародымова Д.П. Геохимия взвешенного вещества в маргинальном фильтре реки Преголи (Балтийское море) // Океанология. 2018. Т. 58. № 6. С. 933–947.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю. Существуют ли ограничения при реконструкции категорий рек, связанные с появлением высшей растительности? // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 1. С. 69–95.
- Маслов А.В., Немировская И.А., Шевченко В.П. Геохимические характеристики пелитового компонента донных осадков приустьевых участков современных крупных рек. насколько они устойчивы вверх по течению? // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 6. С. 648–666.

- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 3. С. 216–242.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеанская геология. 2021б. Т. 40. № 4. С. 99–117.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек Мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Исупова М.В. Влияние водохранилищ на гидрологический режим и морфологию низовьев и дельты р. Замбези (Мозамбик) // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 2. С. 144–160.
- Морозов Н.П. К геохимии щелочных элементов в речном стоке // Геохимия. 1969. № 6. С. 729–739.
- Морозов Н.П., Батурич Г.Н., Гордеев В.В., Гурвич Е.Г. О составе взвесей и осадков устьевых районов Северной Двины, Мезени, Печоры и Оби // Гидрохимические материалы. 1974. Т. 60. С. 60–73.
- Немировская И.А., Реджепова З.Ю. Поведение углеводородов в устьевых зонах арктических рек // Геохимия. 2018. № 8. С. 791–804.
- Нестеренко Г.В., Росляков Н.А., Жмодик С.М. и др. О характере золотоносности позднекайнозойского аллювия Баунтовского района (Витимское плоскогорье, Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 1. С. 33–51.
- Нестерова И.Л. Химический состав взвесей и растворенных веществ реки Оби // Геохимия. 1960. № 4. С. 355–361.
- Никаноров А.М., Брызгалов В.А., Решетняк О.С., Кондакова М.Ю. Транспорт загрязняющих веществ по крупным рекам Европейского Севера и Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 3. С. 279–287.
- Поляков Д.М. Динамика накопления и фракционирования редкоземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на разрезе реки Раздольная – Амурский залив (Японское море) // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 440–448.
- Поляков Д.М. Динамика содержания микроэлементов в донных отложениях маргинального фильтра (река Раздольная – Амурский залив) – результат биогеохимических процессов // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. С. 485–492.
- Поляков Д.М., Зарубина Н.В. Накопление щелочных и щелочноземельных элементов в субколлоидной фракции донных осадков на геохимическом барьере река–море // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 6. С. 573–578.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Савенко В.С., Покровский О.С., Дюпре Б., Батурич Г.Н. Химический состав взвешенного вещества крупных рек России и сопредельных стран // Докл. Академии наук. 2004. Т. 398. № 1. С. 97–101.
- Сорокина О.А., Гусев М.Н. Химический состав русловых отложений рек Зея и Селемджа как отражение процессов выветривания на водосборах // Геохимия. 2018. № 4. С. 383–401.
- Степанова К.М., Гриднев Н.И. Химический и минералогический состав взвешенных наносов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи // Изв. АН УзССР. 1954. № 3. С. 43–50.
- Тихомиров О.А., Бочаров А.В., Никольский В.М. и др. Региональный ретроспективный анализ воды и донных отложений Верхней Волги // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. С. 325–332.
- Тупяков А.В., Лапердина Т.Г., Егоров А.И. и др. Концентрация ртути в абиогенных компонентах окружающей среды золоторудного и вольфрамового горно-обогатительного комплексов Восточного Забайкалья // Водные ресурсы. 1995. Т. 22. № 2. С. 179–186.
- Харитонов Г.В., Сиротский С.Е., Чижикова Н.П. и др. Микроэлементы во фракциях донных отложений р. Амур // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 3. С. 207–219.
- Чалов С.Р., Ефимов В.А. Гранулометрический состав взвешенных наносов: характеристики, классификации, пространственная изменчивость // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2021. № 4. С. 91–103.
- Чудаева В.А. Распределение некоторых металлов в речном стоке разных районов Дальнего Востока // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 86–95.
- Шулькин В.М., Григорьев В.А. Влияние межгодовых вариаций речного стока на геохимию эстуарного седиментогенеза // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 754–767.
- Alsdorf D., Beighley E., Laraque A. et al. Opportunities for hydrologic research in the Congo Basin // Rev. Geophys. 2016. V. 54. P. 378–409.
- Allègre C.J., Dupré B., Nègre P., Gaillardet J. Sr–Nd–Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 93–112.
- Andersen T., Elburg M.A., van Niekerk H.S., Ueckermann H. Successive sedimentary recycling regimes in southwestern Gondwana: evidence from detrital zircons in Neoproterozoic to Cambrian sedimentary rocks in southern Africa // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 181. P. 43–60.
- Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A. How far can we trust provenance and crustal evolution information from detrital zircons? a South African case study // Gondwana Res. 2016. V. 34. P. 129–148.

- Basu A.* Evolution of siliciclastic provenance inquiries: a critical appraisal // *Sediment Provenance, Influences on Compositional Change from Source to Sink*. V. 2 / Ed. R. Mazumder. Amsterdam: Elsevier, 2017. P. 5–23.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al.* Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Blatt H.* Sediment dispersal from Vogelsberg Basalt, Hessen, west Germany // *Geol. Rundsch.* 1978. V. 67. P. 1009–1015.
- Borges J., Huh Y.* Petrography and chemistry of the bed sediments of the Red River in China and Vietnam: provenance and chemical weathering // *Sediment. Geol.* 2007. V. 194. P. 155–168.
- Borges J.B., Huh Y., Moon S., Noh H.* Provenance and weathering control on river bed sediments of the eastern Tibetan Plateau and the Russian Far East // *Chem. Geol.* 2008. V. 254. P. 52–72.
- Bouchez J., Gaillardet J., France-Lanord C. et al.* Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12. Q03008.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Chamley H.* Clay mineralogy. Berlin: Springer, 1989. 623 p.
- Compton J.S., Maake L.* Source of the suspended load of the upper Orange River, South Africa // *S. Afr. J. Geol.* 2007. V. 110. P. 339–348.
- Dickinson W.R.* Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones // *Provenance of Arenites* / Ed. G.G. Zuffa. Reidel, Dordrecht: NATO ASI Series, 1985. V. 148. P. 333–361.
- Dickinson W.R., Lawton T.F., Gehrels G.E.* Recycling detrital zircons: a case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona // *Geology*. 2009. V. 37. № 6. P. 503–506.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A. et al.* Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. 103039.
- Dinis P., Garzanti E., Vermeesch P., Huvi J.* Climatic zonation and weathering control on sediment composition (Angola) // *Chem. Geol.* 2017. V. 467. P. 110–121.
- Dott R.H.* Wacke, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? // *J. Sediment. Petrol.* 1964. V. 34. P. 625–632.
- Dott R.H.* The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes // *J. Geol.* 2003. V. 111. P. 387–405.
- Faccenna C., Glišović P., Forte A. et al.* Role of dynamic topography in sustaining the Nile River over 30 million Years // *Nature Geosci.* 2019. V. 12. P. 1012–1017.
- Folk R.L.* The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature // *J. Geol.* 1954. V. 62. P. 344–359.
- Folk R.L.* Petrology of Sedimentary Rocks. Austin (USA): Hemphill Publishing Co., 1980. 184 p.
- Franzinelli E., Potter P.E.* Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system // *J. Geol.* 1983. V. 91. P. 23–39.
- Frimmel H.E., Tack L., Basei M.S. et al.* Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo // *J. Afr. Earth Sci.* 2006. V. 46. P. 221–239.
- Furman T., Graham D.* Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province // *Lithos.* 1999. V. 48. P. 237–262.
- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C.J.* Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 4037–4051.
- Garzanti E.* From static to dynamic provenance analysis – Sedimentary petrology upgraded // *Sedimentary Geol.* 2016. V. 336. P. 3–13.
- Garzanti E.* Petrographic classification of sand and sandstone // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 192. P. 545–563.
- Garzanti E., Andò S.* Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation // *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology*. V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 517–545.
- Garzanti E., Andò S.* Heavy Minerals for Junior Woodchucks // *Minerals*. 2019. V. 9. 148.
- Garzanti E., Andò S., France-Lanord C. et al.* Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010a. V. 299. P. 368–381.
- Garzanti E., Andò S., France-Lanord C. et al.* Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments. 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 302. P. 107–120.
- Garzanti E., Andò S., Padoan M. et al.* The modern Nile sediment system: Processes and products // *Quat. Sci. Rev.* 2015. V. 130. P. 9–56.
- Garzanti E., Andò S., Vezzoli G. et al.* Petrology of Nile River sands (Ethiopia and Sudan): sediment budgets and erosion patterns // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006a. V. 252. P. 327–341.
- Garzanti E., Andò S., Vezzoli G.* The continental crust as a source of sand (Southern Alps cross-section, Northern Italy) // *J. Geol.* 2006b. V. 114. P. 533–554.
- Garzanti E., Bayon G., Dinis P. et al.* The segmented Zambezi sedimentary system from source to sink. 2. Geochemistry, clay minerals, and detrital zircon geochronology // *J. Geol.* 2022. V. 130. P. 171–208.
- Garzanti E., Dinis P., Vezzoli G., Borromeo L.* Sand and mud generation from continental flood basalts in contrasting landscapes and climatic conditions (Paraná–Etendeka

- conjugate igneous provinces, Uruguay and Namibia) // *Sedimentology*. 2021b. V. 68. P. 3447–3475.
- Garzanti E., He J., Barbarano M. et al. Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China) – 2. Sand petrology and heavy minerals // *Chem. Geol.* 2021a. V. 564. 119997.
- Garzanti E., Padoan M., Andò S. et al. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift // *J. Geol.* 2013a. V. 121. P. 547–580.
- Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al. Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa) // *Chem. Geol.* 2014a. V. 366. P. 61–74.
- Garzanti E., Padoan M., Setti M. et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013b. V. 14. P. 292–316.
- Garzanti E., Pastore G., Resentini A. et al. The segmented Zambezi sedimentary system from source to sink: 1. Sand petrology and heavy minerals // *J. Geol.* 2021b. V. 129. P. 343–369.
- Garzanti E., Resentini A. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands) // *Sediment. Geol.* 2016. V. 336. P. 81–95.
- Garzanti E., Resentini A., Vezzoli G. et al. Detrital fingerprints of fossil continental-subduction zones (Axial Belt Provenance, European Alps) // *J. Geol.* 2010b. V. 118. P. 341–362.
- Garzanti E., Vermeesch P., Andò S. et al. Provenance and recycling of Arabian desert sand // *Earth-Sci. Rev.* 2013b. V. 120. P. 1–19.
- Garzanti E., Vermeesch P., Padoan M. et al. Provenance of passive-margin sand (southern Africa) // *J. Geol.* 2014b. V. 122. P. 17–42.
- Garzanti E., Vermeesch P., Rittner M., Simmons M. The zircon story of the Nile: time-structure maps of source rocks and discontinuous propagation of detrital signals // *Basin Research*. 2018. V. 30. P. 1098–1117.
- Garzanti E., Vermeesch P., Vezzoli G. et al. Congo River sand and the equatorial quartz factory // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 197. 102918.
- Garzanti E., Vezzoli G., Andò S., Castiglioni G. Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen) // *J. Geol.* 2001. V. 109. P. 277–297.
- Garzanti E., Vezzoli G., Andò S. et al. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 500–515.
- Guillocheau F., Chelalou R., Linol B. et al. Cenozoic landscape evolution in and around the Congo Basin: constraints from sediments and planation surfaces // *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews / Eds M.J. de Wit, F. Guillocheau, M.J.C. de Wit. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2015. P. 271–313.*
- He J., Garzanti E., Dinis P. et al. Provenance versus weathering control on sediment composition in monsoonal subtropical climate (South China) – 1. Geochemistry and clay mineralogy // *Chem. Geol.* 2020. V. 558. 119860.
- He J., Garzanti E., Jiang T. et al. Mineralogy and geochemistry of modern Red river sediments (North Vietnam): provenance and weathering implications // *J. Sed. Res.* 2022. V. 92. P. 1169–1185.
- Ingersoll R.V., Kretchmer A.G., Valles P.K. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies // *Sedimentology*. 1993. V. 40. P. 937–953.
- Johnsson M.J., Stallard R.F., Lundberg N. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1991. V. 103. P. 1622–1647.
- Johnsson M.J., Stallard R.F., Meade R.H. First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia // *J. Geol.* 1988. V. 96. P. 263–277.
- Johnson P.R., Andresen A., Collins A.S. et al. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: a review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen // *J. Afr. Earth Sci.* 2011. V. 61. P. 167–232.
- Krynine P.D. Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1941. V. 52. P. 1915–1916.
- Krynine P.D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks // *J. Geol.* 1948. V. 56. P. 130–165.
- Leturmy P., Lucazeau F., Brigaud F. Dynamic interactions between the Gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2003. V. 108(B8). 2383. <https://doi.org/10.1029/2002JB001927>
- Liang W., Garzanti E., Andò S. et al. Multimineral Fingerprinting of Transhimalayan and Himalayan Sources of Indus-Derived Thal Desert Sand (Central Pakistan) // *Minerals*. 2019. V. 9. 457.
- Liu Z., Zhao Y., Li J., Colin C. Late Quaternary clay minerals off Middle Vietnam in the western South China Sea: implications for source analysis and East Asian monsoon evolution // *Sci. China Ser. D Earth Sci.* 2007. V. 50. P. 1674–1684.
- Linol B., de Wit M.J., Barton E. et al. Paleogeography and tectono-stratigraphy of Carboniferous–Permian and Triassic “Karoo-like” sequences of the Congo Basin // *Geology and Resource Potential of the Congo Basin, Regional Geology Reviews / Eds M.J. de Wit, F. Guillocheau, M.J.C. de Wit. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2015. P. 111–134.*
- McCarthy T.S., Ellery W.N. Sedimentation on the distal reaches of the Okavango fan, Botswana, and its bearing on calcrete and silcrete (ganister) formation // *J. Sediment. Res.* 1995. V. 65. P. 77–90.

- Mehring J.L., McBride E.F.* Origin of modern quartzarenite beach sands in a temperate climate, Florida and Alabama, USA // *Sediment. Geol.* 2007. V. 201. P. 432–445.
- Padoan M., Garzanti E., Harlavan Y., Villa I.M.* Tracing Nile sediment sources by Sr and Nd isotope signatures (Uganda, Ethiopia, Sudan) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 3627–3644.
- Pastore G., Baird T., Vermeesch P. et al.* Provenance and recycling of Sahara Desert sand // *Earth-Sci. Rev.* 2021. V. 216. 103606.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. New-York, Heidelberg: Springer, 1972. 618 p.
- Rogers N.W., James D., Kelley S.P., De Mulder M.* The generation of potassic lavas from the eastern Virunga Province, Rwanda // *J. Petrol.* 1998. 39. P. 1223–1247.
- Shao J., Yang S., Li C.* Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments // *Sediment. Geol.* 2012. V. 265(266). P. 110–120.
- Singh S.K., France-Lanord C.* Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 645–662.
- Suttner L.J., Basu A., Mack G.H.* Climate and the origin of quartz arenites // *J. Sediment. Petrol.* 1981. V. 51. P. 1235–1246.
- Tadesse S., Milesi J.P., Deschamps Y.* Geology and potential of Ethiopia: a note on geology and mineral map of Ethiopia // *J. Afr. Earth Sci.* 2003. V. 36. P. 273–313.
- Tait J., Delpomdor F., Preat A. et al.* Neoproterozoic sequences of the West Congo and Lindi/Ubangi Supergroups in the Congo Craton, Central Africa // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou // *Geol. Soc. London. Memoir* 36. 2011. P. 185–194.
- Velde B.* Origin and mineralogy of clays. Berlin: Springer, 1995. 335 p.
- Velbel M.A.* Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles // *Heavy minerals in use. Developments in Sedimentology.* V. 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 113–150.
- Viers J., Dupré N., Gaillardet J.* Chemical composition of suspended sediments in world rivers: new insights from a new database // *Sci. Total Environ.* 2009. V. 407. P. 853–868.

COMPOSITION, LITHOGEOCHEMICAL AND ISOTOPIC-GEOCHEMICAL FEATURES OF SEDIMENTS OF LARGE RIVERS OF AFRICA (A BRIEF REVIEW OF THE RESULTS OF MODERN RESEARCH)

A. V. Maslov*

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: amas2004@mail.ru*

Modern data on the formation of the mineral composition, geochemical and isotope-geochemical features of sediments from large rivers in Africa – the Zambezi, Nile, Congo, as well as U-Pb isotope ages of detrital zircon populations in sands, obtained as a result of complex long-term studies by Professor E. Garzanti (Universita' Di Milano-Bicocca, Italy) and his colleagues are considered. The ideas about the influence of chemical weathering processes on the composition of both silts and sands of the named large rivers are briefly summarized. The influence of river segmentation on the composition of the aluminosiliciclastics they carry is discussed. The key points of the research results presented in the review are outlined for specialists studying ancient sedimentary sequences.

Keywords: sands, silts, clays, Zambezi, Nile, Congo, mineral composition, geochemical and isotope-geochemical features, detrital zircon, review

УДК 551

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЕВРИТОВО-ПЕЛИТОВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ЗАПАДА КАРСКОГО МОРЯ

© 2025 г. А. В. Маслов^{а,*}, Д. П. Стародымова^{б,**}, И. А. Мигдисова^б,
Н. В. Козина^б, Е. А. Новичкова^б, Т. Н. Алексеева^б, В. П. Шевченко^б

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бИнститут океанологии им. П. П. Шишова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: d.smokie@gmail.com

Поступила в редакцию 25.05.2024 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Рассмотрены литогеохимические характеристики пелитовых и алевроитово-пелитовых илов юго-западной части Карского моря (Байдарацкая губа, Пухучанская впадина, Западно-Карская ступень и Новоземельская впадина), отобранных в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (сентябрь 2022 г.). Установлено, что в составе илов присутствует существенная доля литогенного компонента. Это хорошо согласуется с локализацией точек состава илов на различных дискриминантных диаграммах вблизи референтных точек палеозойских граувакк и PAAS. Источниками такого компонента могли быть как тонкая взвесь Оби, так и осадочные породы и рыхлые образования Ямала, Вайгача, Югорского п-ова и Новой Земли. Несмотря на присутствие в верхнем слое донных осадков юго-запада Карского моря заметного количества фрагментов основных магматических пород Новой Земли, которые должны обуславливать достаточно ощутимый вклад продуктов их эрозии в состав илов, параметры нормированных на хондрит спектров распределения редкоземельных элементов в илах не согласуются с таким предположением.

Ключевые слова: Карское море, алевроитово-пелитовые и пелитовые илы, литогеохимия, источники тонкой алюмосиликокластики

DOI: 10.31857/S0024497X25010029, **EDN:** CITZDI

Карское море в настоящее время — одно из наиболее хорошо изученных, в том числе с точки зрения литологии и геохимии поверхностных донных осадков, морей Российской Арктики. В результате исследований последних 30 лет определены концентрации Fe, Mn и тяжелых металлов и установлены процессы их накопления в донных отложениях. Показано, что распределение тяжелых металлов в поверхностных донных осадках тесно связано с особенностями осаждения вещества на геохимических барьерах. Установлено, что важное значение для Карского моря имеет геохимическая специфика марино-гляциальных, терригенно-эстуарных, мелководно-морских и фоновых осадков [Гурвич и др., 1994; Левитан и др., 1998, 1999, 2004, 2007; Schoster, Stein, 1999; Гурвич, 2002; Stein et al., 2002]. Сравнение донных отложений эстуариев Оби и Енисея выявило их

различие в химическом и минеральном составе, несмотря на общность процессов осадконакопления в арктической зоне [Асадулин и др., 2013, 2015]. Установлены источники и пути транспортировки стойких органических соединений, тяжелых металлов, искусственных радионуклидов и нефти. Обоснован вывод о том, что транспортировка химических элементов в море осуществляется в коллоидной форме на значительные расстояния линзами пресных речных вод, не перемешивающихся с морскими водами, а их агентами переноса их выступают глинистые минералы, гидроксиды железа и органика [Асадулин и др., 2015; Асадулин, Мирошников, 2016]. Для районов Карского моря к западу от п-ова Ямал показана существенная роль продуктов абразии в формировании донных осадков [Асадулин, Мирошников, 2016]. Для центральной и западной

частей моря определено содержание растворенного и взвешенного органического углерода ($C_{\text{орг}}$), а также $C_{\text{орг}}$ донных осадков [Беляев и др., 2010, 2015; Розанов, 2015a]. Установлено, что распределение органического вещества (ОВ) в донных осадках тесно связано с их гранулометрическим составом и структурой течений. Существенное внимание уделено биогеохимии тяжелых металлов и металлоидов [Галимов и др., 2006; Демина и др., 2010].

Ряд работ посвящен также изучению минерального состава почв и донных осадков заливов Новой Земли [Усачева и др., 2016]. Исследована радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающей морской акватории [Мирошников и др., 2020]. Проанализирована редокс-система донных отложений запада Карского моря [Розанов, 2015b]. На основе статистической обработки данных о валовом химическом составе поверхностных донных осадков выполнена их литолого-геохимическая типизация и реконструированы основные механизмы накопления. Анализ “современных” скоростей седиментации, рассчитанных по данным радиоизотопного анализа природного ^{210}Pb и техногенного ^{137}Cs , показал тесную взаимосвязь их с фациально-генетическими типами донных отложений [Русаков и др., 2017a, 2017b, 2018, 2019].

Вышеназванные результаты получены в многочисленных российских морских экспедициях ИО РАН, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ГИН РАН, МГУ, в том числе совместно с исследователями из

других стран. Данная работа основана на результатах, полученных в рамках обработки материала экспедиции 89-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, который состоялся в первой половине сентября 2022 г. [Кравчишина и др., 2023].

В настоящей работе исследованы литогеохимические особенности пелитовых и алевритово-пелитовых илов нескольких районов юго-запада Карского моря: Байдарацкой губы (станция 7431), Пухучанской впадины (ст. 7440, 7459–7462), Западно-Карской ступени (ст. 7441, 7443, 7444, 7447, 7449, 7455 и 7458) и Новоземельской впадины (ст. 7451 и 7453). Топонимика Карского моря взята из статьи [Мирошников и др., 2021]. Расположение перечисленных станций показано на рис. 1, а координаты и глубины приведены в табл. 1. Основная цель наших исследований — получение общей характеристики химического состава илов и реконструкция на этой основе возможных источников тонкой алюмосиликокластики для поверхностных донных осадков юго-западной части Карского моря. Методологические основы исследования соответствуют современным мировым стандартам и хорошо отработаны при изучении поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Каспийского морей [Маслов и др., 2014a, 2014b, 2019, 2022a, 2022b].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные черты рельефа дна Карского моря сформировались в позднем плейстоцене

Таблица 1. Районы, координаты и глубины станций на юго-западе Карского моря, на которых в 89 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” отобраны пробы пелитовых и алевритово-пелитовых илов

Станция	Глубина, м	Широта	Долгота	Район отбора проб
7431	34	69°43.477′	65°32.093′	Байдарацкая губа
7440	99	71°57.466′	67°26.037′	Пухучанская впадина
7459	59	72°57.589′	67°38.077′	
7460	107	72°34.96′	67°22.678′	
7461	44	72°10.325′	67°48.866′	
7462	50	71°50.787′	67°11.833′	
7441	105	72°22.026′	65°32.119′	Западно-Карская ступень
7443	177	72°21.955′	63°38.453′	
7444	228	72°25.796′	63°30.996′	
7447	98	72°34.666′	61°52.957′	
7449	99	72°41.682′	60°0.352′	
7458	65	73°4.159′	66°19.486′	Новоземельская впадина
7451	352	72°48.698′	57°59.418′	
7453	166	73°28.621′	61°0.71′	

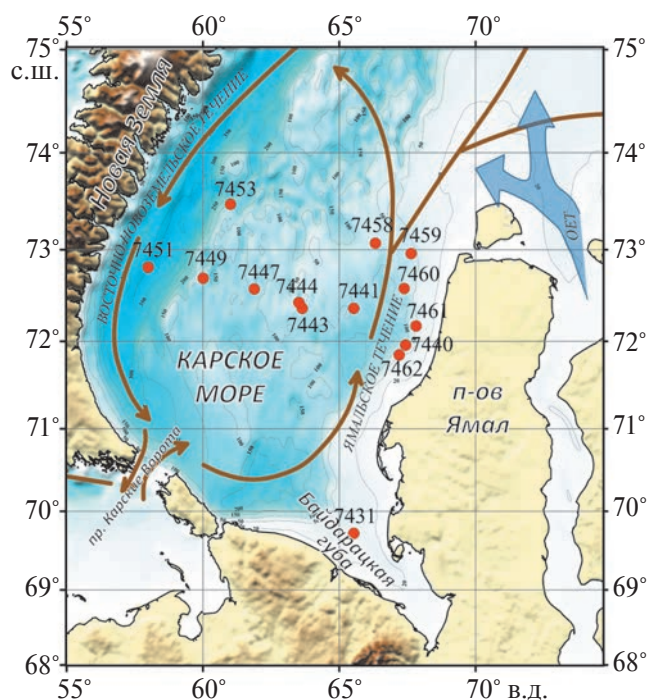


Рис. 1. Положение станций в юго-западной части Карского моря, на которых в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” отобраны пробы алевритово-пелитовых и пелитовых илов.

Поверхностные течения по данным [Добровольский, Залогин, 1982; Русаков и др., 2018], ОЕТ – Обь-Енисейское течение.

и голоцене [Мусатов, Соколов, 1992; Левитан и др., 2007; Бирюков и др., 2008; Мирошников и др., 2021; и др.]. Большое влияние на него оказали процессы ледникового морфолитогенеза, благодаря которому рельеф дна юго-западной части Карского шельфа определяется как ледниковый и водно-ледниковый. К востоку от Новой Земли расположена Новоземельская впадина, обладающая крутыми и неровными склонами и относительно выровненным дном. Максимальная глубина ее – 540 м. На севере впадина отделена порогом Брусилова от трога Святой Анны, а на юго-западе – небольшой перемычкой от Югорской котловины. Северо-восточнее последней расположена Пухучанская впадина. К восточному борту Новоземельской впадины примыкает Западно-Карская ступень, где глубины варьируют от 60 до 240 м. Между Западно-Карской ступенью и п-овом Ямал расположена юго-восточная часть Ямало-Гыданской отмели с глубинами 20–60 м.

Стоковые течения и приток водных масс из других морей формируют на юго-западе Карского моря круговорот вод против часовой стрелки [Добровольский, Залогин, 1982; Русаков и др.,

2018]. Он образуется западной ветвью Обь-Енисейского течения (ОЕТ) и водами Баренцева моря, поступающими через проливы Карские Ворота и Югорский Шар (см. рис. 1). Западная ветвь ОЕТ у северо-восточного побережья Новой Земли разделяется на две ветви; одна движется на северо-восток, другая (Новоземельское течение) на юг. У Карских Ворот от Новоземельского течения в Баренцево море уходит течение Литке, а основной поток сливается с водами, поступающими из Баренцева моря, и следует вдоль Ямала (Ямальское течение) до встречи с западной ветвью ОЕТ. Скорости течений варьируют и могут достигать 70–90 см/с [McClimans et al., 2000]. Осадочные волны в центральной части Новоземельской впадины рассматриваются как результат придонных течений, связанных со склоновыми течениями, формирующимися за счет каскадинга. Вдоль склонов впадины предполагается существование и придонных контурных течений [Баранов и др., 2021], вносящих, наряду с поверхностными, свой вклад в перенос вод и транспортировку осадочного материала в Карском море.

Распределение тонкой алюмосиликокластики контролируется поверхностными течениями, процессами придонной циркуляции [Русаков и др., 2018 и ссылки там; Лукманов и др., 2020], а также крупными речными плюмами [Osadchiev et al., 2019, 2023 и др.]. Вместе с Новоземельским течением в юго-западную часть Карского моря поступает, по всей видимости, некоторая доля тонкой взвеси Оби, а с Ямальским – пелитовый материал из Баренцева моря. По представлениям авторов работы [Асадулин, Мирошников, 2016], поверхностные донные осадки юго-запада Карского моря по своему микроэлементному составу соответствуют “обскому геохимическому типу”, либо характеризуются одновременно и обскими и енисейскими признаками, при преобладании все же первых. На близкую связь геохимических характеристик поверхностных донных осадков Новоземельской впадины и обской “иловой банки” указывают и авторы публикации [Лукманов и др., 2020]. Поступление материала в Новоземельскую впадину происходит из нескольких источников. В первую очередь – это активные абразионные процессы у берегов Новой Земли, во вторую – поступление тонкой взвеси с пресными водами с востока, обуславливающие заметное сходство по составу осадков с обским стоком, и, в-третьих, тонкая взвесь из Баренцева моря [Асадулин и др., 2013; Розанов, 2015а, 2015б; Русаков и др., 2018].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поверхностные (0–2 см) не затронутые или слабо затронутые процессами диагенеза донные осадки в районах исследований отобраны с помощью дночерпателя “Океан-50”. Литологическое описание осадков выполнено на борту НИС “Академик Мстислав Келдыш” по методике А.П. Лисицына и В.П. Петелина [1956], их цвет установлен с помощью таблиц [Munsell..., 2012]. Гранулометрический и химический состав проб определен в Лаборатории физико-геологических исследований им. А.П. Лисицына (ИО РАН, г. Москва) водно-механическим методом [Петелин, 1961] и методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Гранулометрическая классификация осадков принята в соответствии с работой [Безруков, Лисицын, 1960]: гравий (10–1 мм), песок (1–0.1 мм), алеврит (0.1–0.01 мм) и пелит (<0.01 мм).

Общая характеристика исследованных осадков

В Байдарацкой губе поверхностные донные осадки представлены окисленным алевритово-пелитовым илом насыщенного темно-серо-коричневого цвета (2.5Y/3/2) с редкими железомарганцевыми включениями по трубкам полихет. Количество пелитового ила в осадках ст. 7431 составляет ~64%.

В Пухучанской впадине распространены окисленные пелитовые и алевритово-пелитовые (ст. 7461) илы темно-коричневого (10YR/3/3), темно-желтовато-коричневого (10YR/3/4) или темно-оливково-коричневого цвета (2.5Y/3/3) с единичными включениями раковин двусторчатых моллюсков или их обломков и значительным количеством полихет и их трубок. В осадках присутствуют единичные железомарганцевые включения (по трубкам полихет и как обрастания по обломкам пород). Количество пелитового ила в осадках варьирует от 69 до 95%.

На станциях 7443 и 7444 в пределах Западно-Карской ступени распространены окисленные пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2.5/2 и 10YR/2/2). Помимо исключительно тонкозернистых осадков присутствуют также окисленные песчанистые пелитовые илы насыщенного темно-коричневого (7.5YR/2.5/3) и темного оливково-серого цвета (5YR/3/2). На ст. 7441 на поверхности осадка отмечены шаровидные железомарганцевые конкреции (1–2 см в диаметре), а в осадке присутствуют Fe-Mn-микроконкреции песчаной и алевритовой размерности.

На станциях 7447 и 7458 обнаружены окисленные алевритисто-песчаные пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2/5/2 и 10YR/3/3) часто с большим количеством полихет и их трубок. В осадках присутствует большое количество Fe-Mn конкреций разнообразной формы; их размер изменяется от 4.5 до 12.5 см в диаметре. Доля пелитовой фракции в осадках этого района варьирует от 56 до 95%.

На станциях 7451 и 7453 в Новоземельской впадине присутствуют окисленные песчанистые пелитовые илы насыщенного темно-коричневого цвета (7.5YR/2.5/2) и такой же окраски алевритистые пелитовые илы. Доля пелитовой фракции в илах указанных станций составляет ~94 и 84% соответственно.

Гранулометрический состав ряда проб донных осадков разных районов юго-запада Карского моря показан на рис. 2.

Методы исследования

Определение содержания основных породообразующих компонентов выполнено методом РФА на приборе Спектроскан MAX-GVM (НПО КОРТЭК, Россия) [Demina et al., 2019]. Воспроизводимость измеренных содержаний составляла от 2 до 10%. Правильность анализа контролировалась с помощью стандартных образцов (СДО-1, СДО-3).

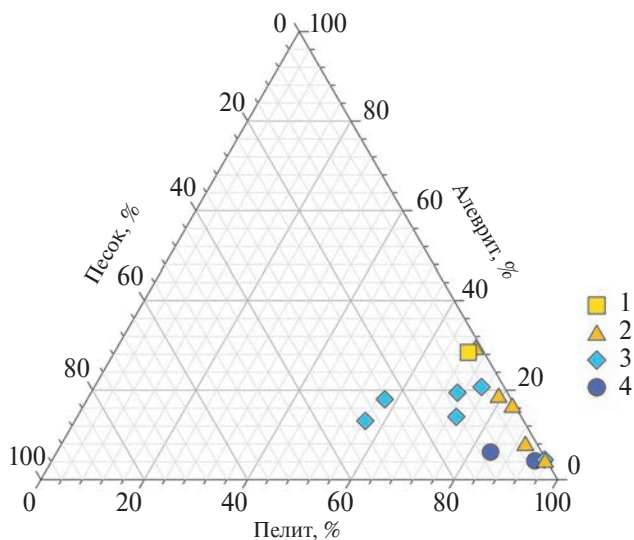


Рис. 2. Гранулометрический состав проб илов из разных районов юго-западной части Карского моря.

1 — Байдарацкая губа; 2 — Пухучанская впадина; 3 — Западно-Карская ступень; 4 — Новоземельская впадина.

Гранулометрические фракции: песок — 1–0.1 мм, алеврит — 0.1–0.01 мм, пелит — <0.01 мм.

Содержание редких и рассеянных элементов установлено методом ICP-MS на приборе Agilent 7500a (Agilent Technologies, США). Разложение образцов осуществлялось методом спекания с гидрокарбонатом натрия с последующим растворением смесью концентрированных кислот [Бычкова и др., 2019]. Калибровка прибора выполнена с помощью серии многоэлементных стандартов с концентрациями от 0.1 до 10 мкг/г. Для контроля дрейфа прибора применялся внутренний стандарт (In), одинаковые аликвоты которого были добавлены в образцы и калибровочные стандарты непосредственно перед измерением. Для контроля качества анализа использованы стандартные образцы (NIST-2976, СДО-1, СДО-3) и процедурный бланк. При пересчете концентраций на исходную навеску сигнал от последнего вычитали из сигнала образцов. Точность определения оценена при повторных измерениях (от

3 до 5) и составила для большинства элементов 7%. Измеренные содержания элементов в стандартных образцах составили от 90 до 115% от их паспортных значений.

Содержание общего и органического углерода измерено методом инфракрасной спектроскопии с помощью анализатора углерода METAVAK CS-30 (НПО ЭКСАН, Россия). Относительное среднеквадратичное отклонение при измерении углерода в имеющемся диапазоне концентраций составляло 3–10%. Калибровка осуществлялась по стандартным образцам СДО-2 и СДО-3. Расчет концентрации (%) CaCO_3 производился по формуле $(C_{\text{общ}} - C_{\text{орг}}) \cdot 8.3$, исходя из стехиометрических коэффициентов.

Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в исследованных пробах приведено в табл. 2.

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в алевритово-пелитовых и пелитовых илах разных районов юго-запада Карского моря

Компо- нент	Бай- да- рац- кая губа	Пухучанская впадина					Западно-Карская ступень								Новозе- мельская впадина	
		Станция														
		7431	7440	7460	7461	7462	7459	7441	7443	7444	7447	7449	7455	7458	7451	7453
SiO ₂ , мас. %	70.63	61.22	58.42	68.25	66.77	55.77	38.47	53.85	46.54	67.09	58.61	61.58	76.83	53.94	52.75	
TiO ₂	0.82	0.93	1.00	0.78	0.83	0.88	0.85	0.80	0.85	0.59	0.71	0.67	0.53	0.73	0.90	
Al ₂ O ₃	12.45	14.30	15.14	11.76	12.10	16.70	26.09	15.61	16.23	12.72	14.10	14.02	9.65	20.16	18.92	
Fe ₂ O ₃ *	4.90	9.34	9.11	4.21	5.36	8.93	5.26	7.75	9.13	4.70	7.28	6.10	3.43	7.20	8.26	
MnO	0.10	0.49	0.96	0.12	0.13	0.45	15.28	2.57	3.30	1.43	1.64	2.16	0.26	2.70	3.46	
MgO	1.77	2.53	2.91	1.87	2.01	2.65	1.93	2.65	2.89	1.65	2.42	1.97	1.08	2.89	2.80	
CaO	1.14	1.13	1.02	1.20	1.43	0.97	1.16	1.21	1.14	1.06	1.20	1.22	0.88	1.03	1.30	
Na ₂ O	3.69	3.93	6.49	6.50	6.25	5.55	5.14	7.38	11.88	5.10	6.50	6.19	3.52	5.83	3.58	
K ₂ O	2.48	2.50	2.42	2.30	2.28	2.20	1.79	2.20	2.04	2.12	2.27	2.22	2.07	2.49	2.53	
P ₂ O ₅	0.16	0.60	0.37	0.23	0.20	0.35	0.24	0.39	0.36	0.19	0.39	0.29	0.10	0.32	0.35	
C _{орг}	0.932	1.511	0.329	1.388	0.820	0.897	0.998	1.315	1.614	0.708	1.078	0.976	0.712	1.342	1.606	
Li, мкг/г	24.02	34.43	39.74	22.40	27.44	36.45	84.22	34.42	27.79	31.46	36.21	29.14	12.69	45.11	37.92	
Be	1.42	1.54	1.63	1.08	1.35	1.64	1.39	1.36	1.29	1.52	1.66	1.38	1.14	1.94	1.74	
V	125.18	189.76	158.21	93.31	108.10	153.41	224.85	186.94	244.84	126.83	156.71	187.05	115.10	199.86	231.88	
Cr	94.96	106.08	86.38	96.37	74.33	88.42	73.49	75.51	90.15	53.24	66.20	83.06	75.76	91.00	98.24	
Co	13.10	19.58	21.01	11.80	13.53	18.36	28.48	25.95	29.50	21.76	31.37	29.70	12.93	22.68	27.75	
Ni	27.39	37.05	37.58	72.23	26.51	35.62	61.99	40.76	50.27	46.55	41.66	47.82	22.45	52.22	51.45	
Cu	6.30	8.38	0.98	13.81	12.03	39.96	24.71	1.24	20.30	7.31	8.16	18.40	12.96	17.72	17.92	
Zn	45.43	68.42	78.07	41.03	60.13	63.54	108.87	69.49	69.81	50.06	61.30	60.77	39.85	73.12	88.65	
As	27.69	143.45	58.65	29.50	30.10	61.61	55.03	66.07	74.56	35.79	53.80	61.99	23.60	48.49	61.07	
Rb	61.50	77.00	83.54	60.99	64.06	79.53	66.38	73.38	76.10	64.12	72.10	63.80	51.41	81.70	87.10	

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	Бай- да- рац- кая губа	Пухучанская впадина					Западно-Карская ступень								Новозе- мельская впадина	
	Станция															
	7431	7440	7460	7461	7462	7459	7441	7443	7444	7447	7449	7455	7458	7451	7453	
Sr	166.95	172.09	144.55	174.12	157.38	157.12	238.12	173.22	194.28	170.75	166.52	196.13	151.30	175.77	175.73	
Y	21.63	22.15	21.58	18.83	20.47	20.77	18.12	20.85	21.01	17.40	17.67	18.43	16.02	19.10	20.14	
Zr	199.94	133.05	174.73	195.48	193.43	164.34	100.90	61.75	260.99	92.32	93.67	150.68	153.08	187.51	154.97	
Nb	11.82	11.54	10.03	9.73	9.52	9.78	7.95	9.14	10.12	8.51	8.37	8.60	8.00	9.55	10.81	
Mo	1.00	10.02	8.67	7.47	1.78	5.75	233.48	29.89	62.33	21.42	21.56	35.19	4.83	63.29	51.05	
Sb	0.40	1.15	2.60	0.86	0.72	2.51	7.88	2.64	2.79	1.26	1.26	2.75	0.81	2.03	1.88	
Cs	1.25	2.68	3.95	1.71	2.52	3.53	3.23	3.62	3.68	2.74	3.27	1.94	0.75	3.05	3.75	
Ba	393.93	342.48	292.06	377.18	320.49	312.02	429.33	324.72	317.31	336.53	317.59	411.92	410.05	366.45	330.23	
La	27.49	28.61	27.10	22.85	23.59	26.16	23.82	25.59	27.65	23.23	24.00	24.93	22.61	27.29	29.26	
Ce	59.15	60.01	55.56	47.53	48.22	54.70	50.73	51.30	56.78	48.07	49.66	52.24	46.04	57.31	62.54	
Pr	7.07	7.10	6.95	5.84	6.21	6.58	6.01	6.63	6.74	6.15	6.20	6.13	5.70	6.87	7.29	
Nd	25.85	26.31	25.63	22.89	24.31	25.27	23.67	25.63	26.37	23.16	23.27	23.72	21.72	24.77	29.27	
Sm	6.15	5.96	5.36	4.56	4.78	5.47	4.92	5.04	5.26	5.04	5.20	5.07	4.07	4.75	5.29	
Eu	1.25	1.34	1.07	1.13	1.09	1.25	1.17	1.11	1.37	1.11	1.10	1.05	1.11	1.14	1.13	
Gd	4.69	5.07	4.82	4.20	4.05	4.80	4.62	4.73	4.90	4.57	4.56	4.73	3.65	5.20	5.64	
Tb	0.71	0.71	0.79	0.66	0.67	0.76	0.71	0.66	0.75	0.65	0.60	0.62	0.57	0.66	0.78	
Dy	4.06	4.15	4.20	3.67	4.07	3.97	4.17	4.31	3.54	3.17	3.49	3.40	3.65	3.73	4.53	
Ho	0.75	0.86	0.87	0.86	0.85	0.97	0.80	0.98	0.86	0.71	0.73	0.69	0.71	0.73	0.82	
Er	2.44	2.73	2.34	1.94	2.34	2.26	2.18	2.48	2.35	1.93	2.10	1.99	1.79	2.03	2.52	
Tm	0.39	0.40	0.39	0.38	0.32	0.35	0.29	0.35	0.39	0.31	0.32	0.35	0.24	0.37	0.33	
Yb	2.37	2.49	2.25	2.24	2.34	2.51	1.80	2.13	2.19	1.97	2.16	2.03	1.42	1.65	1.99	
Lu	0.35	0.33	0.38	0.35	0.40	0.33	0.30	0.38	0.38	0.29	0.29	0.34	0.28	0.32	0.33	
Hf	5.68	3.68	5.74	5.84	5.17	5.58	2.44	1.32	7.25	2.74	2.74	3.89	4.29	5.64	4.79	
Pb	13.20	16.11	15.27	12.54	12.71	16.96	15.12	16.27	17.01	13.31	14.23	14.91	14.07	16.33	17.92	
Th	7.93	8.56	8.78	6.62	7.05	8.17	6.36	7.55	7.96	6.98	7.02	6.75	6.23	8.50	8.68	
U	2.04	2.27	2.14	1.83	1.73	1.94	2.46	2.46	2.76	1.92	2.10	1.99	1.51	2.56	3.06	

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Основные породообразующие оксиды и $C_{орг}$

Определение содержания в осадках основных породообразующих оксидов проведено без предварительной отмывки от NaCl, поэтому они, вероятно, несколько занижены. Из рассмотрения исключены далее также аналитические данные для проб, отобранных на станциях 7441 и 7444, т.к. они отражают локальные характеристики осадков (существенная доля Fe-Mn конкреций и др.).

Среднее содержание SiO_2 в оставшихся 13 пробах составляет 61.98 ± 7.43 мас. % (минимум, ст. 7453, — 52.75, максимум,

ст. 7458 — 76.83 мас. %). Минимальное содержание оксида алюминия составляет 9.65 (ст. 7458), максимальное, ст. 7451, — 20.16 мас. % (среднее — 14.43 ± 2.92 мас. %). С учетом того, что по представлениям авторов работы [Юдович и др., 2020], глинистые породы характеризуются содержанием SiO_2 и Al_2O_3 соответственно <65–67 и >15 мас. %, илы анализируемой нами выборки весьма близки к таковым. Содержание TiO_2 варьирует от 0.53 до 1.00 мас. % (среднее — 0.78 ± 0.13 мас. %). Среднее содержание $Fe_2O_3^*$ (общее железо в виде Fe_2O_3) составляет 6.66 ± 2.00 мас. %, максимальное не превышает 9.34 мас. % (ст. 7440). Содержание MnO во многих пробах заметно повышенное (например,

ст. 7441–15.28, ст. 7444–3.30 мас. %), т.к. контролируется присутствием в илах Fe-Mn-конкреций. Среднее содержание оксидов магния и кальция равно 2.25 ± 0.56 и 1.14 ± 0.14 мас. %. Минимальное и максимальное содержание K_2O составляет соответственно 2.07 и 2.53 мас. %. Среднее содержание оксида фосфора – 0.30 мас. % (минимум – 0.10, максимум – 0.60).

Положение фигуративных точек илов исследованной нами выборки на диаграмме K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006] дает основание считать, что в их составе присутствуют в основном иллит и, возможно, каолинит при подчиненной доле хлорита (рис. 3).

По данным [Юдович, Кетрис, 2000], в петрогенных (первого цикла/“first cycle”) осадках или породах, как правило, сохраняются свойственные исходным магматическим породам корреляции между петрохимическими модулями. Например, между титановым (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) и железным (ЖМ = $(Fe_2O_3^* + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) модулями наблюдается положительная корреляция, а между модулями общей щелочности (НКМ = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) и гидролизатным (ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$) – отрицательная. В нашей выборке ТМ и ЖМ имеют коэффициент корреляции 0.361, а НКМ и ГМ связаны статистически значимой отрицательной корреляцией ($r = -0.638$). Еще один индикатор природы тонкой алюмосиликокластики в глинистых породах – K_2O/Al_2O_3 . Если глинистые породы или осадки сложены в основном перетолженным материалом, то они обладают значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$ [Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995]. Напротив, для глин первого цикла $K_2O/Al_2O_3 > 0.4$. Илы нашей выборки имеют значения K_2O/Al_2O_3 от 0.12 до 0.21. Вместе с данными

о соотношении в них петрохимических модулей, это дает основание предполагать, что в составе алевритово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря присутствует существенная доля литогенного компонента.

Среднее содержание $C_{орг}$ в выборке составляет 1.082 ± 0.373 мас. % ($n = 15$, минимум – 0.329, максимум – 1.614 мас. %). Какое-либо принципиальное отличие поверхностных донных осадков всех четырех районов юго-западной части Карского моря, в которых отобраны пробы, по содержанию $C_{орг}$ не наблюдается. Приведенные данные согласуются с ранее полученными [Беляев и др., 2010; Розанов, 2015a]. Значимая статистическая корреляция между содержанием в осадках пелитового компонента и $C_{орг}$ отсутствует ($r = 0.32$, тогда как критическое значение r_{xy} при 5%-ном уровне значимости для исследуемой выборки составляет 0.514 [Соловов, Матвеев, 1985]).

Редкие и рассеянные элементы

Алевритово-пелитовые илы Байдарацкой губы содержат сопоставимые с постархейским средним австралийским глинистым сланцем (0.85–1.15 PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) концентрации Cr, Zr, Mo и Hf. Содержание V, Co, Ni, Zn, Sr, Y, Nb, Ba, Pb, Th, U и суммы редкоземельных элементов (PЗЭ) составляет в них от 0.50 до 0.85 PAAS, тогда как содержание Li, Cu, Rb и Cs не превышает 0.50 PAAS.

Пелитовые и алевритово-пелитовые илы Пухучанской впадины обладают сопоставимым с PAAS средним содержанием только V (0.94 ± 0.26 PAAS) и Hf (1.04 ± 0.17 PAAS). Среднее содержание Li, Cu, Rb и Cs составляет в них < 0.50 PAAS, а величина $Mo_{среднее}$ равна 6.74 ± 3.19 PAAS. Среднее содержание остальных рассматриваемых нами редких и рассеянных элементов находится в интервале 0.50–0.85 PAAS (рис. 4а).

Пелитовые илы, а также их песчанистые и алевритисто-песчаные разности Западно-Карской ступени, как и тонкозернистые алюмосиликокластические осадки Пухучанской впадины, характеризуются весьма высоким и неравномерным содержанием Mo (от ~5, ст. 7458, до ~233, ст. 7441, PAAS; $Mo_{среднее} = 58$ PAAS). Сопоставимым с PAAS средним содержанием здесь обладают только Co и Sr; величина $V_{среднее}$ равна 1.18 PAAS. Такие элементы как Cr, Ni, Zn, Y, Zr, Ba, PЗЭ, Hf, Pb и U характеризуются средним содержанием от 0.50 до 0.85 PAAS, а среднее содержание Li, Cu, Rb, Nb, Cs и Th < 0.50 PAAS (см. рис. 4б).

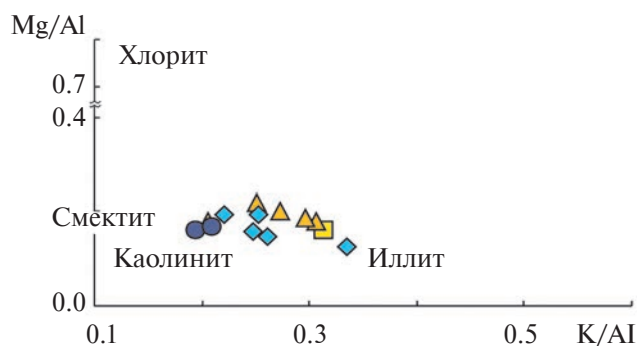


Рис. 3. Положение фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграмме K/Al–Mg/Al. Условные обозначения см. рис. 2.

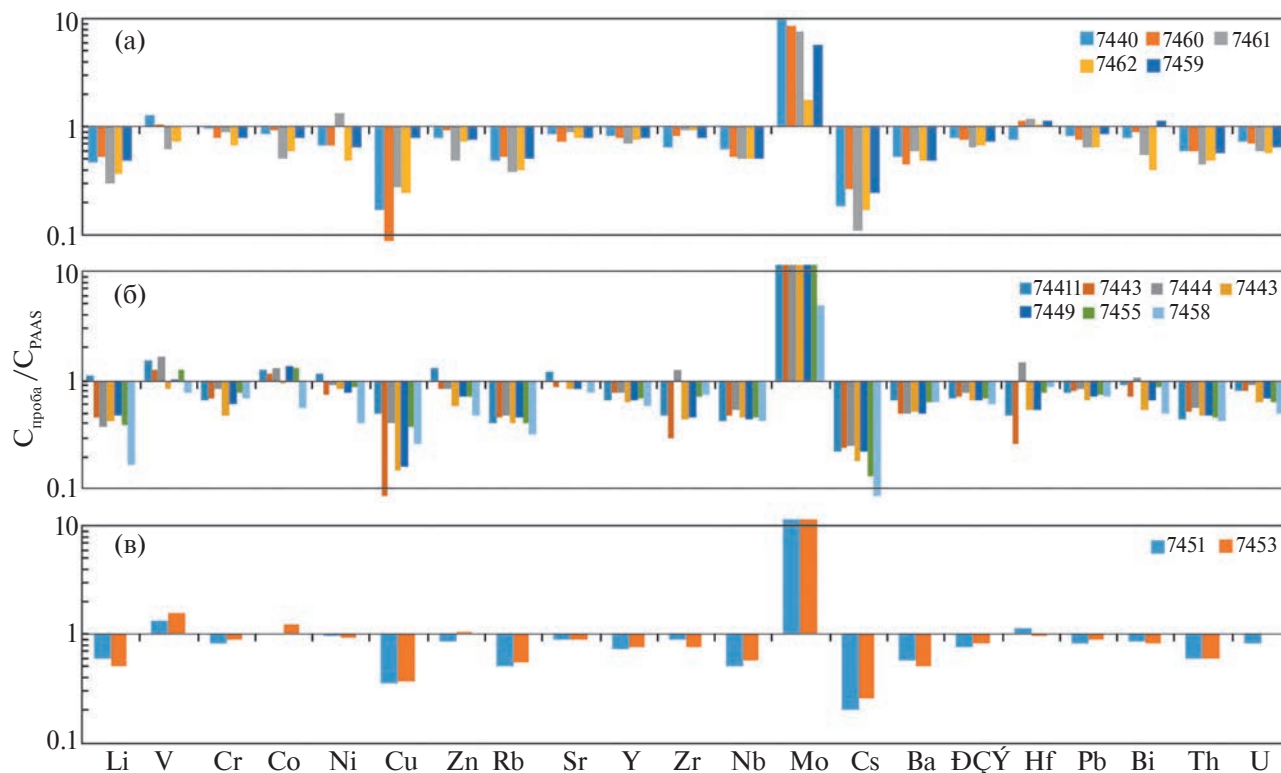


Рис. 4. Нормированное к PAAS содержание ряда редких и рассеянных элементов в поверхностных донных осадках Пухучанской впадины (а), Западно-Карской ступени (б) и Новоземельской впадины (в). Количество столбиков в ячейках элементов отвечает количеству исследованных в том или иной районе проб.

Песчанистые и алевроитистые пелитовые илы Новоземельской впадины обладают несколько большим количеством редких и рассеянных элементов, среднее содержание которых сопоставимо или близко к их содержанию в PAAS. Это Cr, Co, Ni, Zn, Sr, Hf, Pb и U. Такие элементы как Li, Rb, Y, Zr, Nb, Ba, PЗЭ и Th, присутствуют в илах этого района в количестве 0.50...0.85 PAAS. Среднее содержание Cu и Cs меньше, чем 0.50 PAAS, а V — 1.44 PAAS. Молибден характеризуется здесь примерно таким же средним содержанием (~57 PAAS), как и в пелитовых илах Западно-Карской ступени (см. рис. 4в).

Осадки, занимающие обширные площади дна юго-запада Карского моря относятся к кластеру IV по классификации [Русаков и др., 2017а]. Это тонкозернистые илы, которые по геохимическим особенностям в значительной степени напоминают речные осадки. Для них свойственно низкое содержание SiO_2 (~49 мас. %) и, напротив, высокое (до >9 мас. %) содержание Fe_2O_3 . Накопление илов происходило в гидродинамически спокойных обстановках. За счет существенной доли тонких биогенных и абиогенных взвесей илы

обладают аномально высоким содержанием Mn и, по образному выражению авторов указанной работы, "... отражают крайнюю степень адаптации речных вод к морским условиям". К сожалению, в состав кластера IV входят почти исключительно алевроиты (содержание пелита <24%), что не позволяет провести сопоставление наших геохимических данных и данных, приведенных в работе [Русаков и др., 2017а].

Статистически значимой положительной корреляцией с P_2O_5 в нашей выборке алевроитово-пелитовых и пелитовых илов обладают Th, V, Y и La. Между P_2O_5 и Co, Cr, Ni и Yb корреляция отсутствует. Среди таких элементов как Co, Th, Cr, V, Y, Ni, La, Gd и Yb только Cr и V обладают статистически значимой положительной корреляцией с $\text{C}_{\text{орг}}$. Сопоставление содержания в илах перечисленных элементов и содержания Mn в целом для выборки из 15 проб показывает, что значимая положительная корреляция характерна также только для Co ($r = 0.55$) и V ($r = 0.63$). Однако в случае с Mn значения r_{xy} определяются содержанием Mn в пробе 7441, отобранной на Западно-Карской ступени. Если не принимать

его в расчет, то ситуация кардинальным образом не изменится; к элементам, обладающим статистически значимой положительной корреляцией с Mn, добавится только Gd.

Суммарное содержание РЗЭ в илах варьирует от 98.36 (ст. 7458) до 151.72 мкг/г (ст. 7453). В PAAS эта величина составляет 184.75 мкг/г. Между Σ РЗЭ и содержанием пелитового компонента в илах наблюдается положительная статистически значимая ($r = 0.71$) корреляция (рис. 5а). Такая же корреляция свойственна Σ РЗЭ и P_2O_5 ($r = 0.62$) (см. рис. 5б). В то же время между Σ РЗЭ и содержанием в илах Mn и $C_{орг}$ значимой корреляции нет (см. рис. 5в, 5г). Это позволяет думать, что основным носителем лантаноидов в алевритово-пелитовых и пелитовых илах юго-запада Карского моря являются глинистые минералы, и соответственно параметры нормированных к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] спектров распределения

РЗЭ в илах контролируются преимущественно их распределением в породах-источниках тонкой алюмосиликокластики.

Потенциальные источники тонкой алюмосиликокластики

Основными поставщиками материала для поверхностных донных осадков Карского моря считаются: 1) взвесь Оби и Енисея, Надыма, Пура, Таза, Пясины и небольших рек Ямала; 2) продукты разрушения, в т.ч. вследствие термоабразии, берегов Ямала, о. Вайгач и Югорского п-ова, а также Новой Земли и Северной Земли [Павлидис и др., 1998; Васильев и др., 2006; Левитан и др., 2007; Гордеев, 2012; Розанов, 2015а; Асатулин, Мирошников, 2016; Русаков и др., 2018; Мирошников и др., 2021; и др.]. Количество поступающего в море из них материала примерно сопоставимо.

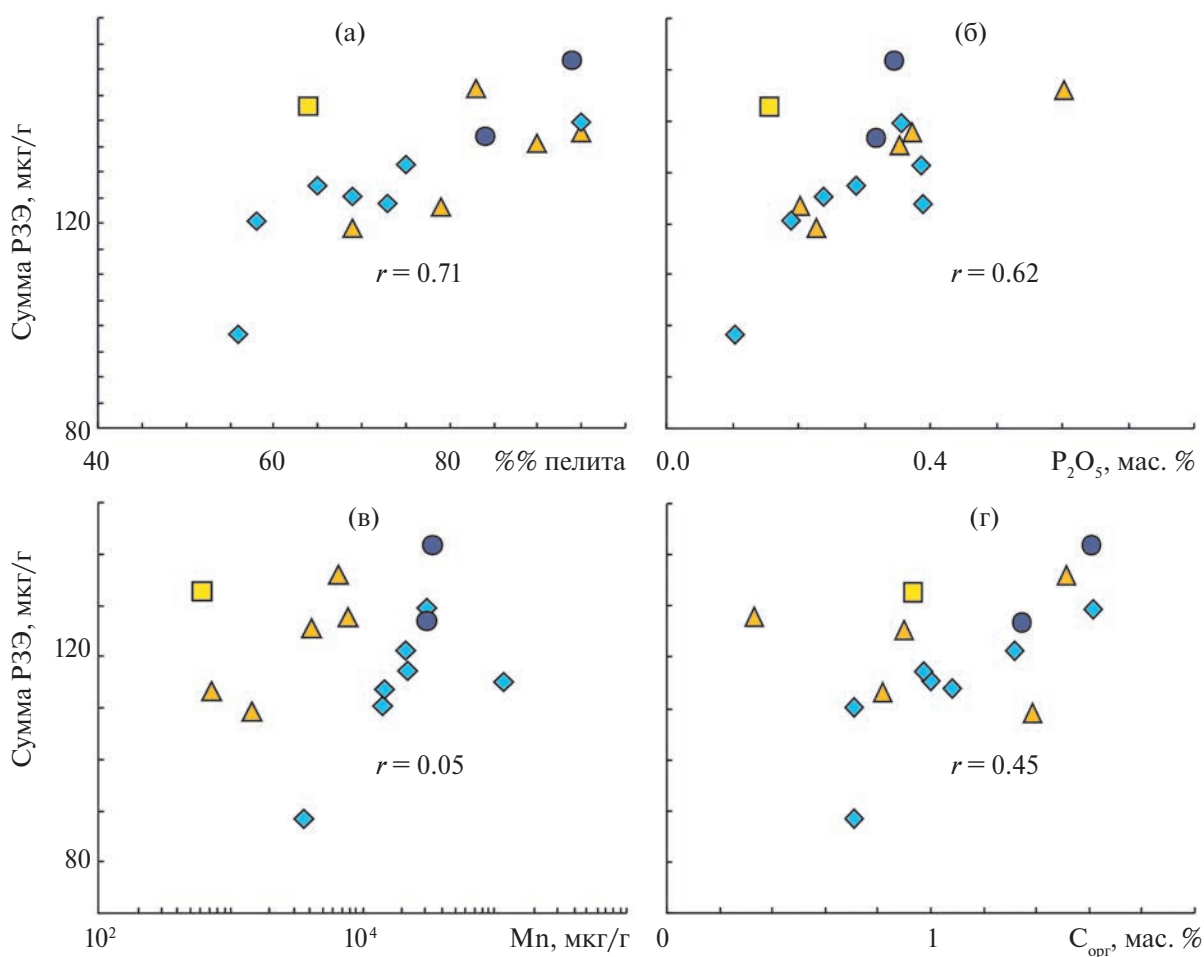


Рис. 5. Корреляция содержания суммы РЗЭ и количества пелитового компонента в илах (а), а также содержания P_2O_5 (б), Mn (в) и $C_{орг}$ (г). Условные обозначения см. рис. 2.

Рассмотрим кратко состав комплексов пород – потенциальных источников тонкой алюмосиликокластики, выходящих на поверхность на побережьях, обрамляющих юго-западную часть Карского моря массивов суши. Полуостров Ямал покрыт почти сплошным чехлом рыхлых отложений неоплейстоцена и голоцена [Назаров и др., 2014]. Это глинистые, суглинистые, песчаные и гравийно-галечные осадки морского и континентального генезиса: отложения рек, озер и лайд, лагунно- и прибрежно-морские, а также гляциальные, флювиогляциальные и ледниково-морские. Все они находятся в мерзлом состоянии.

На Новой Земле потенциальными источниками кластики для юго-запада Карского моря являются кристаллические сланцы, песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные последовательности верхнего рифея–венда, палеозоя и нижнего триаса, имеющие площадное развитие базальты и долериты девона, раннемезозойские диориты, гранодиориты и граниты, а также аляскистовые и лейкограниты [Романович и др., 1970; Геология..., 2004; Кораго, Тимофеева, 2005; Анохин и др., 2009; Кораго и др., 2010, 2022]. На архипелаге также развиты позднемезозойские андезитабазальты. Еще один возможный источник – ультраосновные и основные породы позднего кайнозоя. Однако площадь выходов на поверхность в восточной части Новой Земли названных магматических образований весьма невелика (в целом для архипелага она оценивается примерно в 5% [Геология..., 2004]). Поэтому вряд ли можно считать, что продукты их эрозии, в первую очередь – тонкая алюмосиликокластика, источниками которой могли быть основные магматические породы, оказывают какое-либо существенное влияние на состав поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря. В то же время в 49-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” в юго-западной части Карского моря (станции 4380–4391) в верхнем слое донных осадков установлены аллохтонные обломки (<25% от их общего числа) базальтов, долеритов и габбро-долеритов до 2 см в диаметре [Лисицын и др., 2004]. Они встречаются, как правило, вместе с обломками осадочных пород Новой Земли. Распространение их отвечает маршрутам дрейфа льдов (от м. Желания до о. Вайгач и далее вдоль западного побережья п-ова Ямал). Авторы публикации [Лисицын и др., 2004] предполагают, что источниками обломков базальтов является Новая Земля.

А.А. Усачева с соавторами [2016] установили, что в составе почв на востоке Новой Земли преобладают кварц и полевые шпаты, а содержание

иллита и хлорита значительно выше, чем каолинита. Последний является продуктом педогенной трансформации коренных пород. Показано также, что почвы арктотундровых ландшафтов востока о. Южный обладают повышенным содержанием Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba и Pb, определяемым местным геохимическим фоном. В этой работе приведены только усредненные сведения о содержании ряда редких и рассеянных элементов в почвах и почвообразующих породах, но и они использованы нами для сравнения с составом поверхностных донных осадков. В донных осадках заливов восточного побережья Новой Земли присутствуют кварц, плагиоклаз, иллит (продукт физического выветривания) и хлорит [Крупская и др., 2017; и др.]. Содержание большинства редких и рассеянных элементов в осадках – околосредние, только Fe, Mn, P и V имеют несколько более высокие концентрации.

Остров Вайгач сложен верхнепротерозойскими филлитами, кварцитами и песчаниками, а также палеозойскими известняками и доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, перекрытыми покровом рыхлых четвертичных отложений. Кроме того, здесь встречаются дайки диабазов и габбро-диабазов. Четвертичные отложения включают морские песчано-суглинистые отложения, ледниковые суглинки с валунами и щебнем, аллювиальные галечники. Вершины гор и гряд часто перекрыты маломощным щебнисто-глыбовым элювием, а склоны – суглинками со щебнем [Острова..., 2022].

На Пай-Хое на дневной поверхности обнажены преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные породы раннего и среднего палеозоя, а также песчаники перми [Острова..., 2022].

В работе [Русаков и др., 2018] по результатам кластерного анализа данных по валовому химическому составу поверхностных осадков показано, что различие между тонкими речными взвесями Оби и Енисея сохраняется только в пределах области развития терригенно-эстуарных отложений. За ее пределами речные воды растекаются по поверхности моря и включаются в состав Ямальского течения и ОЕТ. Северная ветвь первого несет речные воды к северу Новой Земли и далее на запад и юго-запад. Именно с ними в Новоземельскую впадину поступает тонкая взвесь Оби. Еще один потенциальный источник кластики – Новая Земля. Материал ее ледников, привносимый талыми водами, формирует осадки с повышенным содержанием Са и Си [Русаков и др., 2018].

Положение точек состава илов на различных дискриминантных диаграммах

Сведения о валовом химическом составе, в том числе о содержании редких и рассеянных элементов, для подавляющего большинства названных выше комплексов пород и их ассоциаций в современной геологической литературе отсутствуют, поэтому нам приходится условно считать, что все перечисленные образования по своим геохимическим характеристикам близки к таким референтным объектам как постархейский австралийский

сланец (PAAS [Condie, 1993]), фанерозойские граниты, базальты палеозоя и мезо-кайнозоя и палеозойские граувакки (все по [Condie, 1993]). При анализе положения фигуративных точек поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря на различных дискриминантных диаграммах мы используем также данные о содержании ряда редких и рассеянных элементов во взвеси Оби и Енисея [Савенко, 2006 и ссылки там] и в разнообразных магматических комплексах Новой Земли [Кораго и др., 2005, 2010]. Считается, что в целом литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород отражают характеристики пород-источников алюмосиликокластики на существенно больших территориях, чем пески и песчаники.

На диаграмме $Hf-La/Th$ [Floyd, Leveridge, 1987] фигуративные точки илов всех четырех районов юго-запада Карского моря расположены между референтными точками, с одной стороны, гранитов фанерозоя и, с другой — базальтов палеозоя и мезо-кайнозоя. Состав части проб илов Западно-Карской ступени близок к составу позднемезозойских основных пород Новой Земли. Здесь же размещается и точка PAAS, предполагая тем самым значительную гомогенизацию состава осадков (рис. 6а). Это дает основание считать, что анализируемые нами поверхностные донные осадки сложены в основном тонкозернистым

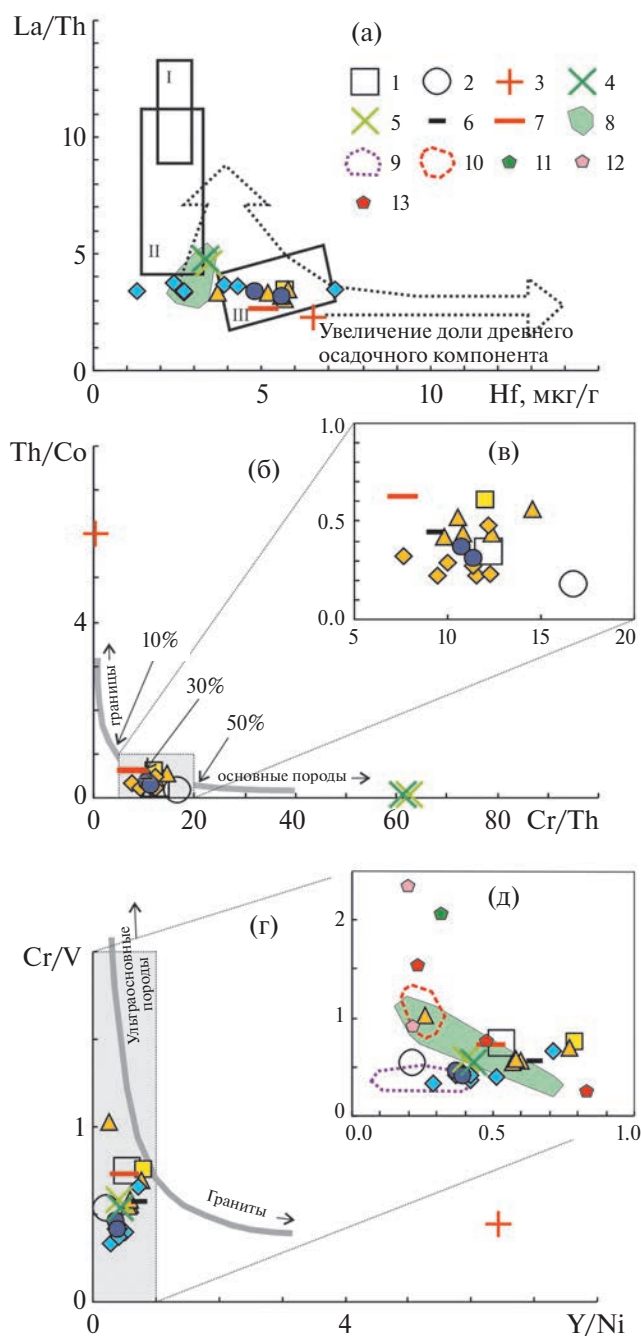


Рис. 6. Распределение фигуративных точек алевритово-пелитовых и пелитовых илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграммах $Hf-La/Th$ (а), $Cr/Th-Th/Co$ (б, в) и $Y/Ni-Cr/V$ (г, д).

I — область составов, сформированных за счет разрушения пород океанических островов с преобладанием толеитовых базальтов; II — область составов, сформированных за счет разрушения пород вулканических островных дуг с преобладанием андезитов; III — область составов, сформированных за счет эрозии кислых вулканических пород.

1 — взвесь Оби; 2 — взвесь Енисея, все по [Савенко, 2006 и ссылки там]; 3 — средние фанерозойские граниты; 4 — средние палеозойские базальты; 5 — средние базальты мезо-кайнозоя; 6 — палеозойские граувакки; 7 — PAAS, все по [Condie, 1993]; 8 — область состава позднемезозойских базальтов Новой Земли; 9 — область состава обломков базальтов из грубообломочного материала донных осадков Карского моря, по [Лисицын и др., 2004]; 10 — область состава почв и материнских для них пород восточного побережья Новой Земли, по [Усачева и др., 2016]; 11 — верхнерифейско-вендский русановский комплекс, габбро-долериты, долериты, микродолериты; 12 — средневерхнедевонский костиншарский комплекс, толеиты и оливиновые базальты; 13 — раннемезозойский черногогорский комплекс, гранитоиды, все по [Кораго, Тимофеева, 2005].

Остальные условные обозначения см. рис. 2.

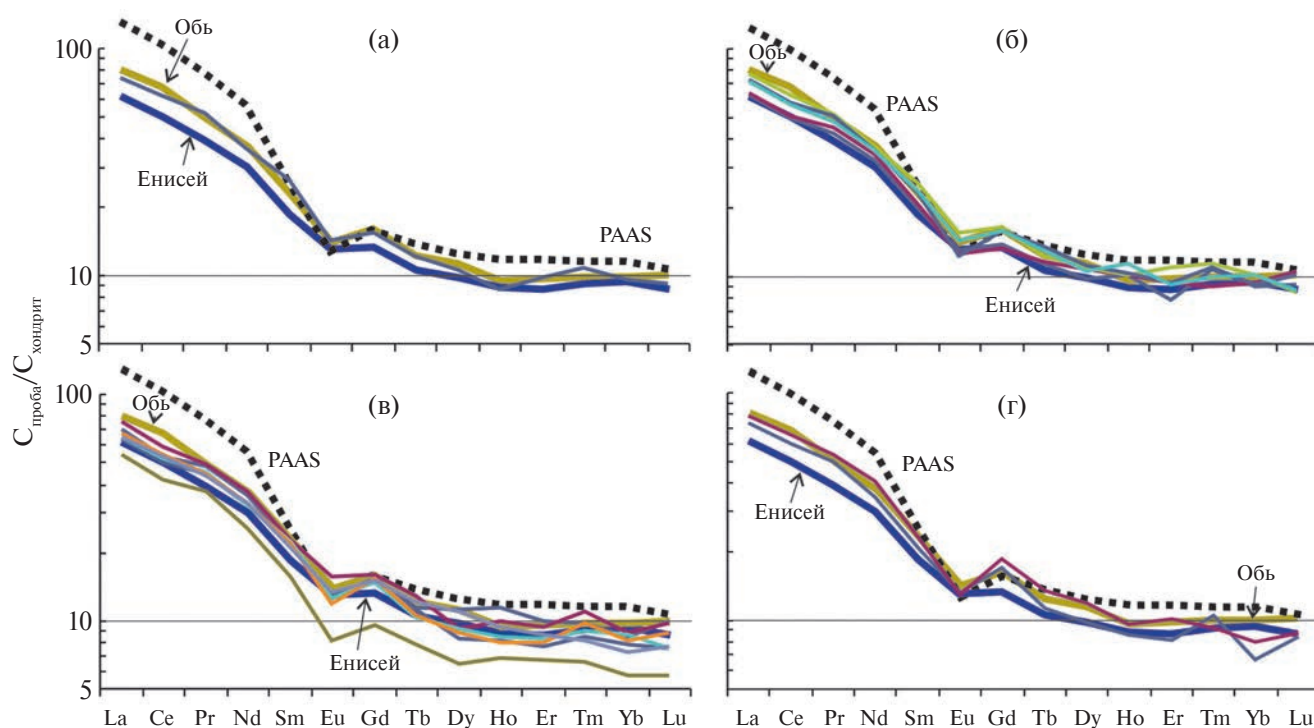


Рис. 8. Нормированное к хондриту распределение РЗЭ в алевритово-пелитовых и пелитовых илах разных районов юго-запада Карского моря.

а – Байдарацкая губа, б – Пухучанская впадина, в – Западно-Карская ступень, г – Новоземельская впадина.

значения $(La/Yb)_N = 8.40$ (см. рис. 8в), тогда как значение Eu аномалии в илах здесь практически не меняется ($Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.71$), а деплетирование ТРЗЭ также как и ранее отсутствует ($(Gd/Yb)_{\text{среднее}} = 1.83$).

В целом илы всех трех перечисленных районов обладают более низкими, чем в PAAS, значениями $(La/Yb)_N$, но несколько более высокими величинами $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* . Значения основных параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в илах Западно-Карской ступени наиболее близки к РЗЭ систематике взвеси Оби (соответственно $(La/Yb)_N = 8.40$ и 8.06 , $(Gd/Yb)_N = 1.83$ и 1.60 , $Eu/Eu^* = 0.71$ и 0.74). Для взвеси Енисея указанные параметры составляют – 6.58 , 1.44 и 0.82 , предполагая тем самым, что в ней присутствует определенное количество продуктов размыта платобазальтов плато Путорана.

Песчанистые и алевритистые пелитовые илы Новоземельской впадины обладают в нашей выборке наиболее высокими значениями $(La/Yb)_N$ (ст. 7451–11.16. ст. 7453–9.95). Величины европиевой аномалии в них принципиально не отличаются от тех, что характерны для илов других районов (0.70 и 0.63), а ТРЗЭ деплетированы ($(Gd/Yb)_N = 2.55$ и 2.30). Спектры распределения

нормированных к хондриту содержаний РЗЭ в илах Новоземельской впадины, как и в случае илов Байдарацкой губы, больше напоминают спектр лантаноидов во взвеси Оби, нежели во взвеси Енисея (см. рис. 8г).

Заметное сходство РЗЭ систематики исследованных нами илов Байдарацкой губы, Пухучанской впадины и Западно-Карской ступени с систематикой лантаноидов во взвеси Оби и рядом референтных объектов наблюдается и на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - La/Co$ и $Th/Cr - (La/Yb)_N$ (рис. 9). Будучи расположены примерно на равном расстоянии от референтных точек базальтов палеозоя и мезо-кайнозоя, с одной стороны, а также гранитов фанерозоя с другой, и при этом не попадая на соединяющую их гипотетическую прямую, фигуративные точки илов названных районов по присущим им величинам $(La/Yb)_N$ сопоставимы или близки к точке взвеси Оби и референтным точкам палеозойских граувакк и PAAS. Точки илов Новоземельской впадины и точка взвеси Енисея расположены на периферии области состава илов трех других районов, что предполагает присутствие в них несколько другой по своему составу тонкой алюмосиликокластики или иной ее доли.

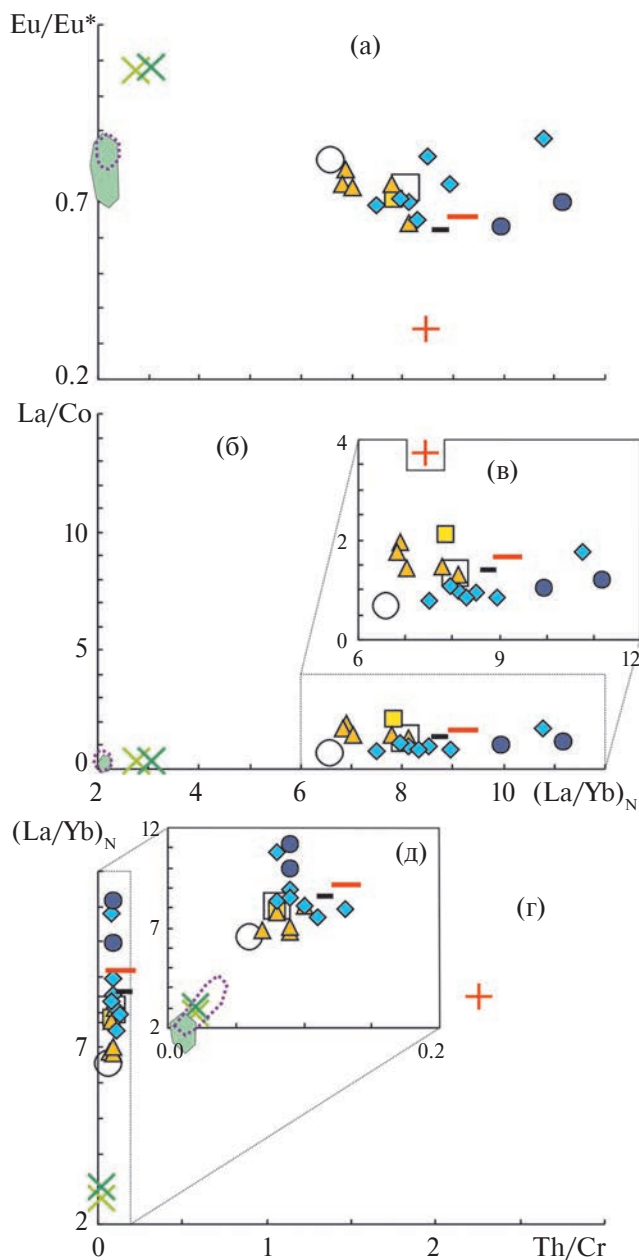


Рис. 9. Распределение фигуративных точек илов разных районов юго-запада Карского моря на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (а), $(La/Yb)_N$ – La/Co (б, в) и Th/Cr – $(La/Yb)_N$ (в, г). Условные обозначения см. рис. 2, 6.

Это достаточно странно, так как исходя из распределения поверхностных течений на юго-западе Карского моря, Новоземельская впадина первой получает тонкую взвесь, переносимую западной ветвью ОЕТ. Можно предполагать, что определенную роль в указанной ситуации играет поступление тонкой алюмосиликокластики с Новой Земли. Перекрытия полей состава

позднемезозойских базальтов Новой Земли, обломков базальтов из поверхностных донных осадков юго-запада Карского моря и фигуративных точек алевроитово-пелитовых и пелитовых илов на последних трех диаграммах нет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования литогеохимических характеристик алевроитово-пелитовых и пелитовых илов юго-запада Карского моря, пробы которых были отобраны в 89-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш”, позволяют считать, что в их составе присутствует существенная доля литогенного компонента. Это хорошо согласуется с распределением фигуративных точек илов на различных дискриминантных диаграммах вблизи референтных точек палеозойских граувакк и среднего австралийского постархейского глинистого сланца (РААС). Последние, при отсутствии реальной информации о валовом химическом составе осадочных пород-источников тонкой алюмосиликокластики для юго-западной части Карского моря, вскрывающихся на поверхности полуостровов Ямал и Югорского, острова Вайгач и архипелага Новой Земли, рассматриваются нами как их возможные прототипы. Не противоречат полученные данные и ранее сделанным выводам о поступлении на юго-запад Карского моря определенной доли тонкой алюмосиликокластики (взвеси) Оби. Оценить же вклад в формирование пелитовых илов магматических пород Новой Земли не представляется возможным, так как сведений об их геохимических особенностях в современной литературе все еще нет. С учетом данных о присутствии в верхнем слое донных осадков в юго-западной части Карского моря незначительного количества обломков основных магматических пород [Лисицын и др., 2004] такой вклад может быть в целом незначительным, и параметры спектров распределения редкоземельных элементов в проанализированных нами илах согласуются с таким предположением.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят капитана Ю.Н. Горбача и экипаж НИС “Академик Мстислав Келдыш”, начальника экспедиции М.Д. Кравчишину, а также сотрудников ИО РАН А.А. Клювиткина, А.В. Булохова, С.В. Сломнюка за помощь и активное участие в проведении исследований. Существенную роль в подготовке финальной версии рукописи сыграли замечания и советы рецензентов. Техническая

поддержка при создании ряда иллюстраций была оказана авторам О.Ю. Мельничуком.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (тема № FMWE-2024-0020) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России). Изучение микроэлементов в осадках с помощью масс-спектрометрического анализа поддержано грантом РНФ № 20-17-00157-П, <https://rscf.ru/project/20-17-00157/>. Интерпретация литогеохимических данных выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анохин В.М., Бадюков Дан.Д., Бадюков Дм.Д. и др. Новая Земля. М.: Европейские издания—Paulsen, 2009. 410 с.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю. Распределение разнородных терригенных донных осадков в западной части Карского моря по геохимическим признакам // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2016. № 3. С. 98–105.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Величкин В.И. Геохимическая специализация донных осадков в зонах смешения вод Оби и Енисея с водами Карского моря // Геохимия. 2013. № 12. С. 1116–1129.
- Асадулин Эн.Э., Мирошников А.Ю., Усачева А.А., Величкин В.И. Геохимическое распознавание терригенного материала из Оби и Енисея в донных отложениях восточной части Карского моря // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 2. С. 207–209.
- Баранов Б.В., Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А. и др. Осадочные волны и реконструкция придонных течений в Новоземельской впадине Карского моря // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 91–95.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 3–14.
- Беляев Н.А., Пересыпкин В.И., Поняев М.С. Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков западной части Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 748–757.
- Беляев Н.А., Поняев М.С., Кирютин А.М. Органический углерод воды, взвеси и верхнего слоя донных осадков центральной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 563–576.
- Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 80–84.
- Бычкова Я.В., Стародымова Д.П., Шайхутдинова К.В. и др. Особенности химической подготовки проб донных отложений для мультиэлементного анализа методом ИСП-МС // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 4. С. 45–54.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера земли. 2006. Т. 10. № 2. С. 56–57.
- Галимов Э.М., Кодина Л.А., Степанец О.В., Коробейник Г.С. Биогеохимия Российской Арктики. Карское море. Результаты исследований по проекту SIRRO 1995–2003 годы // Геохимия. 2006. № 11. С. 1139–1191.
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река—море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гурвич Е.Г., Исаева А.Б., Демина Л.В. и др. Химический состав донных осадков Карского моря и эстуариев Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 766–775.
- Гуревич В.И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002. 135 с.
- Демина Л.Л., Гордеев В.В., Галкин С.В. и др. Биогеохимия некоторых тяжелых металлов и металлоидов на разрезе эстуария реки Обь—Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 771–784.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Мысль, 1982. 92 с.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2010. 174 с.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А. и др. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21–57.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеанология, 2005. 225 с.
- Кравчишина М.Д., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н. и др. 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”: климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 “Оптик” в Карском море // Океанология. 2023. Т. 63. № 3. С. 492–495.
- Крупская В.В., Мирошников А.Ю., Доржиева О.В. и др. Минеральный состав почв и донных осадков заливов архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 238–245.
- Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое

- донных осадков Карского моря // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 115–125.
- Левитан М.А., Буртман М.В., Демина Л.Л. и др. История голоценовой седиментации в южной части Карского моря // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 651–666.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тысяч лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
- Левитан М.А., Тарасов Г.А., Буртман М.В., Кукина Н.А. Минеральный состав поверхностного слоя донных осадков желоба Святой Анны // Океанология. 1999. Т. 39. № 6. С. 903–911.
- Лисицын А.П., Петелин В.П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях // Труды Института океанологии. 1956. Т. XIX. С. 240–251.
- Лисицын А.П., Харин Г.С., Чернышева Е.А. Базальты в грубообломочном материале донных осадков Карского моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 589–599.
- Лукманов Р.А., Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Борисов А.П. Морфология дна, фациально-генетические условия седиментации и скорости седиментации на акватории Карского моря // VIII Щукинские чтения: Рельеф и природопользование. Симпозиум им. профессора О.К. Леонтьева: береговая зона, дно мирового океана и деятельность человека. М.: Изд-во Московского университета, 2020. С. 686–689.
- Маслов А.В., Ключиткин А.А., Козина Н.В. и др. Минеральный и химический состав поверхностных донных осадков ряда районов Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология. 2022а. Т. 62. № 5. С. 795–810.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Ключиткин А.А. и др. Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. АН. 2014а. Т. 459. № 2. С. 203–207.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Ключиткин А.А. и др. Систематика редкоземельных элементов, Sc, Cr, Zr и Th в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. АН. Науки о Земле. 2022б. Т. 507. № 2. С. 165–173.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика Co, Hf, Se, Cr, Th и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 2. С. 81–86.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 2014б. № 6. С. 463–492.
- Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э., Комаров В.Б. Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 930–944.
- Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Репкина Т.Ю. и др. Рельеф дна Карского моря и сорбционные свойства осадков как факторы аккумуляции загрязнений // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 809–821.
- Мусатов Е.Е., Соколов Г.Н. Геоморфология Южно-Карского шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 85–91.
- Назаров Д.В., Костин Д.А., Шишкин М.А., Файбусович Я.Э. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Западно-Сибирская серия. Карта плиоцен-четвертичных образований. R-42 (п-ов Ямал) / Гл. научный редактор М.А. Шишкин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
- Острова и архипелаги Карского моря, полуострова Ямал и Таймыр: [Электронное сетевое издание] / Под общей редакцией П.В. Боярского. М.: Институт Наследия, 2022. 646 с.
<https://heritage-institute.ru/?books=ostrova-i-arhipelagi-karskogo-morya-poluostrova-yamal-i-tajmyr-monografiya-elektronnoe-setevoe-izdanie-pod-obshhej-redakciej-p-v-boyarskogo-m-institut-naslediya-2022>
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.
- Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
- Розанов А.Г. Геохимические особенности глубоководных донных отложений Карского моря (Новоземельская впадина, желоб Святой Анны) // Океанология. 2015а. Т. 55. № 4. С. 709–722.
- Розанов А.Г. Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015б. № 11. С. 1015–1031.
- Романович Б.С., Бондарев В.И., Черкесова С.В. и др. Новая Земля и Вайгач // Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. С. 111–195.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Литолого-геохимическая типизация поверхностного слоя донных осадков Карского моря // Океанология. 2017а. Т. 57. № 1. С. 214–226.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А. и др. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017б. № 12. С. 1088–1099.
- Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченкова Е.С., Жилкина А.В. Механизмы современной седиментации в Карском море по данным литолого-геохимического изучения поверхностного слоя донных осадков // Геохимия. 2018. № 11. С. 1076–1096.
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb)

и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.

Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.

Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во Московского университета, 1985. 232 с.

Усачева А.А., Семенков И.Н., Мирошников А.Ю. и др. Геохимические особенности арктических ландшафтов восточного побережья Новой Земли // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2016. № 6. С. 87–95.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and Petrography of Western Tethys Cretaceous Sedimentary Covers (Corsica and Northern Apennines): From Source Areas to Configuration of Margins // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. № 420. P. 73–93.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. № 1–4. P. 1–37.

Cox R., Lowe D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review // J. Sediment Res. 1995. V. A65. P. 1–12.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

Demina L.L., Novichkova E.A., Lisitsyn A.P., Kozina N.V. Geochemical Signatures of Paleoclimate Changes in the Sediment Cores from the Gloria and Snorri Drifts (Northwest Atlantic) over the Holocene-Mid Pleistocene // Geosciences. 2019. V. 9. 432.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework

mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. (London). 1987. V. 144. P. 531–542.

McClimans T.A., Johnson D.R., Krosshavn M. et al. Transport processes in the Kara Sea // J. Geoph. Res: Oceans. 2000. V. 105. P. 14121–14139.

Mongelli G., Critelli S., Perri F. et al. Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental redbed mudrocks, Peloritani Mountains, Southern Italy // Geochem. J. 2006. V. 40. P. 197–209.

Munsell soil-color charts with genuine Munsell® color chips 2009 year revised 2012.

Osadchiv A., Sedakov R., Frey D. et al. Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements // Scientific Reports. 2023. V. 13. 16508. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-43524-w>

Osadchiv A.A., Asadulin E.E., Miroshnikov A.Yu. et al. Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea // Scientific Reports. 2019. V. 9. 18642. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55242-3>

Schooster F., Stein R. Major and minor elements in surface sediments of Ob and Yenisei estuaries and the adjacent Kara Sea // Ber. Polarforsch. 1999. № 300. P. 196–207.

Stein R., Dittmers K., Niessen F., Fahl K. Siberian River runoff and Late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic Ocean: Preliminary results // Polar Res. 2002. V. 21. P. 315–322.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.

LITHOGEOCHEMISTRY OF SILTY-PELITIC BOTTOM SEDIMENTS OF THE SOUTH-WESTERN KARA SEA

A. V. Maslov^{1,*}, D. P. Starodymova^{2,**}, I. A. Migdisova², N. V. Kozina²,
E. A. Novichkova², T. N. Alekseeva², V. P. Shevchenko²

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: d.smokie@gmail.com

The lithogeochemical characteristics of pelitic and silty-pelitic bottom sediments from a number of areas in the south-western Kara Sea (Baydaratskaya Bay, Pukhuchanskaya Depression, West Kara Step and Novaya Zemlya Depression), samples of which were taken on the 89th cruise of the R/V “Akademik Mstislav Keldysh” (September 2022). It has been established that the silts contain a significant proportion

of the lithogenic component. This is in good agreement with the localization of silt data points on various discriminant diagrams near the reference points of average Paleozoic greywackes and PAAS. The sources of such a component could be either a thin-grained particulated matter of the Ob River, or sedimentary rocks and loose formations of Yamal and Yugra Peninsulars, Vaigach, and Novaya Zemlya. Taking into account the information about the presence in the upper layer of bottom sediments of the south-western Kara Sea of a noticeable amount of fragments of the basic igneous rocks of Novaya Zemlya, the contribution of their erosion products to the composition of the silts could be quite noticeable, but the parameters of the REE spectra in the silts normalized to chondrite are not consistent with such assumption.

Keywords: Kara Sea, pelitic and silty-pelitic bottom sediments, lithogeochemistry, provenances of fine-grained aluminosiliciclastics

УДК 551.79 551.248. 550.349 (470.21)

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПОТОКИ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН) И ИХ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

© 2025 г. С. Б. Николаева^{а,*}, Д. С. Толстобров^{а,**}

^аГеологический институт Кольского научного центра РАН,
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия

*e-mail: s.nikolaeva@ksc.ru

**e-mail: d.tolstobrov@ksc.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024 г.

После доработки 27.06.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Исследованы литологические особенности позднечетвертичных осадков, сформировавшихся в морскую изотопную стадию (МИС) 3 в долине реки Ура на Баренцевоморском побережье Кольского региона (северо-запад России). В песчано-глинистых отложениях обнаружены сейсмически индуцированные структуры в пяти деформированных слоях (SSDS), разделенных ненарушенными отложениями. Эти слои включают отпечатки нагрузки, структуры пламени, инъекции, осадочную брекчию, складки. SSDS были образованы в результате нескольких процессов: возникновения обломочных потоков в субаквальных обстановках в результате сдвиговых напряжений, гравитационной нагрузки вышележащих отложений и ликвификации. Наиболее вероятным триггерным механизмом распространения активности гравитационных потоков, разжижения и флюидизации осадков было сейсмическое встряхивание и афтершоки. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем реактивацию крупного сбросо-сдвига Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы, и контрастность движений на границе крупных структурных элементов, а также возникновение напряжений перед фронтом надвигающегося поздневалдайского оледенения МИС 2.

Ключевые слова: сейсмита, гравитационные потоки, отпечатки нагрузки, ликвификация, землетрясения, Кольский полуостров, плейстоцен

DOI: 10.31857/S0024497X25010031, **EDN:** CIRNFF

Изучение гравитационных потоков проводится уже на протяжении многих лет исследователями разных стран и до сих пор вызывает дискуссии [Gruszka, Zielinski, 1966; Middleton, Hampton, 1973; Postma et al., 1988; Baas et al., 2004]. Под термином “гравитационный поток” подразумевается смесь, состоящая из жидкости и осадка, в которой сила тяжести воздействует непосредственно на зерна и вызывает их перемещение вниз по склону [Middleton, Hampton, 1973]. Среди гравитационных потоков выделяют четыре наиболее распространенных типа: обломочный поток (*debris flow*), в котором крупные зерна поддерживаются матриксом; зерновой поток (*grain flow*), где сцепление обеспечивается взаимодействиями зерен (*grain-to-grain*); поток разжиженного осадка, или

флюидизированный поток (*liquefied and fluidized*), в котором зерна поддерживаются направленным вверх просачиванием жидкости между зернами; турбидитный, или мутьевой поток (*turbidity currents*), в котором обломочный материал поддерживается во взвешенном состоянии турбулентностью [Middleton, Hampton, 1973; Градзинский и др., 1980; Поляков, 2001]. Интерес ко всем этим типам потоков обусловлен их крупными масштабами и внезапным возникновением (непредсказуемостью), выяснением происхождения и механизмов транспортировки материала, отсутствием систематического мониторинга этих явлений в природе, экологическими факторами (связью с запасами месторождений углеводородов) и пр. Часто пусковым механизмом для образования

гравитационных потоков и других сейсмогенных деформационных образований (сейсмитов), являются землетрясения и цунами [Ботвинкина, 1966; McCalpin, 2009; Polonia et al., 2013].

В настоящее время вопросам изучения взаимосвязи слоев в рыхлых неконсолидированных осадках, которые были частично или полностью деформированы сейсмическими процессами, посвящено большое количество работ [Seilacher, 1969; Obermeier et al., 2005; Николаева, 2006, 2009; Van Loon et al., 2016; Pisarska-Jamroży, Woźniak, 2019; Woźniak et al., 2021]. В англоязычных публикациях для этих слоев используется термин *soft-sediment deformation structures* — SSDS. К настоящему времени SSDS обнаруживаются не только в сейсмоактивных областях, но и в регионах с умеренной или низкой сейсмичностью, таких как Фенноскандинавский кристаллический щит [Morner, 2003; Olesen et al., 2013; Brandes, Winsemann, 2013; Sutinen et al., 2018; Ojala et al., 2019]. Большой опыт изучения взаимосвязи гравитационных потоков и сейсмической активности накоплен на примерах плейстоценовых отложений в странах Балтии — Польше, Латвии, Литве и Германии [Gruszka, Zielinski, 1966; Gruszka, Van Loon, 2007; Pisarska-Jamroży, Woźniak, 2019; Pisarska-Jamroży et al., 2019a].

Первые данные о сейсмодетформациях в разрезах морских и флювиогляциальных отложений Кольского региона появились в середине 2000-х гг. [Николаева, 2006]. К настоящему времени эти сведения пополнились. Следы сильных палеоземлетрясений стали обнаруживаться в разных геологических средах и различных генетических типах четвертичных осадков. Так, в ледниково-озерных отложениях, развитых на побережьях одного из наиболее крупных водоемов Кольского региона — озера Имандра, выявлены явления разжижения, песчаные дайки, разрывы и будинаж слоев, структуры “пламя”, складчатые структуры и разрывные деформации (сбросы и взбросы) [Николаева, 2021]. Сейсмооползни среднеголоценового возраста и массовые перемещения материала обнаружены в донных отложениях озер на юго-западе Кольского полуострова [Nikolaeva et al., 2023]. Прослои предположительно цунамигенных осадков выявлены в небольших озерах в районе Териберки на побережье Баренцева моря [Толстобров и др., 2018; Kolka et al., 2023].

Однако определение генезиса SSDS до сих пор является достаточно сложной задачей, поскольку многие из этих структур имеют сходную морфологию независимо от механизма их образования (волновая деятельность, седиментация,

ледниковая тектоника, сейсмичность или какой-либо другой процесс). В отдельных случаях достаточно сложно отличить эти структуры от гляциодислокаций, широко развитых в зонах краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов [Лаврушин, 2021]. Пионерной является недавно разработанная гляциодинамическая модель возникновения ленточной структуры в отложениях водных бассейнов, а также деформаций, образующихся за счет гляциодинамических и гляциокинематических напряжений, возникающих при послойно-пластическом течении льда и кинематической гляциодинамики [Лаврушин, 2021, 2023]. Кроме того, деформации могли образоваться в результате нескольких одновременных процессов, что затрудняет их идентификацию.

Сейсмодетформации, сохранившиеся в рыхлых отложениях, являются важным свидетельством тектонической активности территорий в прошлом; они также указывают на активные зоны разломов. Оценка сейсмического риска особенно важна для регионов расположения объектов атомной энергетики и горнодобывающих предприятий, территорий, занимаемых морскими портами и крупными городами. К одному из таких районов на Кольском полуострове относится северо-западный сектор Мурманского побережья Баренцева моря. В предыдущие годы изучение флювиогляциальных и морских позднеледниковых осадков северо-запада Кольского региона было обусловлено приуроченностью к ним крупных месторождений глин и песчано-гравийных смесей, но они не рассматривались в связи с сейсмотектоникой. Разработка карьеров и детальное обследование естественных обнажений на одном из участков побережья Мурманского позволило нам детально изучить различные деформационные текстуры в осадках, выделить уникальные литологические типы деформаций слоистости и определить условия их формирования.

В настоящей работе представлены результаты детального исследования осадочной толщи Ура-1 мощностью 13.5 м, которая включает пять слоев с SSDS, образовавшихся в результате нескольких различных процессов (массового перемещения осадочного материала, разжижения, оползания). Слои с SSDS сформировались в плейстоценовых морских отложениях долины р. Уры, впадающей в крупный залив Баренцева моря на северо-западе Кольского полуострова (северо-восточная Фенноскандия) (рис. 1). Основная цель исследования — в каждом из пяти слоев выявить те наиболее характерные литологические особенности и типы деформаций, которые могут быть

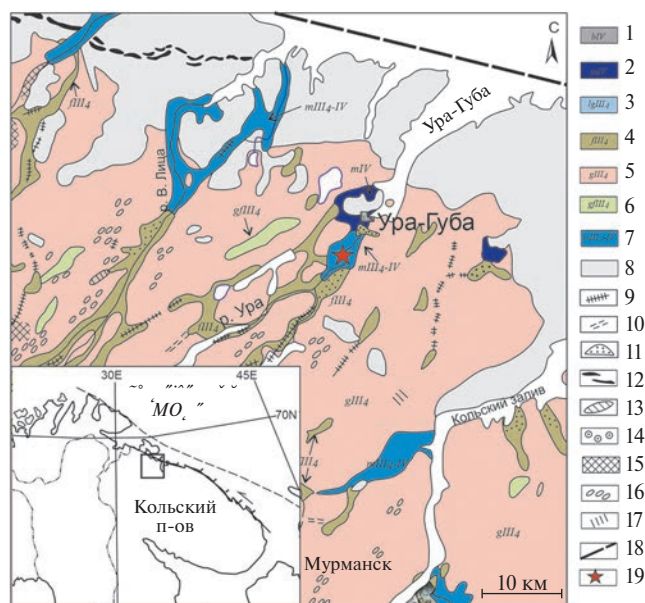


Рис. 1. Фрагмент карты четвертичных отложений Кольского региона [Карта четвертичных..., 1989] и расположение изученного разреза.

1–8 – отложения: 1 – биогенные, 2 – морские послеледниковые, 3 – ледниково-озерные, 4 – флювиогляциальные, 5 – морена, 6 – ледниковые и флювиогляциальные нерасчлененные, 7 – морские (поздне- и послеледниковые) нерасчлененные, 8 – кристаллические породы, частично перекрытые элювием или коллювием; 9–17 – элементы рельефа: 9 – озы, 10 – ложбины стока, 11 – дельты и конуса выноса, 12 – моренные гряды напорные, 13 – моренные гряды невыясненного генезиса, 14 – гляциодиапиры, 15 – мелкохолмистый и холмисто-грядовый рельефы, 16 – друмлины, 17 – роген морены; 18 – разлом Карпинского; 19 – положение изученного разреза Ура-1, обсуждаемого в тексте.

использованы для распознавания триггерных механизмов; обсудить преобладающие механизмы, инициирующие процесс деформирования и их предполагаемую связь с сейсмичностью. Одним из важных аспектов исследования являлось определение возраста возникновения деформационных структур, а следовательно, и сейсмических событий.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Район исследований расположен на северо-западе Мурманской области (в 30 км к северо-западу от г. Мурманска), в 7 км южнее поселка Ура-губа. Интенсивная расчлененность поверхности суши линейными депрессиями, наклонными и открытыми в сторону Баренцева моря, в сочетании с сеймотектонической активностью разломов благоприятствовали накоплению здесь

представительных толщ четвертичных осадков. Осадки аккумулировались в морских заливах, занятых в настоящее время крупными долинами рек, благодаря привносу потоками талых вод больших масс обломочного материала [Евзеров, 2016].

Согласно результатам геологических съемок четвертичных отложений, в долине р. Ура так же, как и в других заливах и фиордах Баренцева моря, накапливались морские, флювиогляциальные, аллювиальные и торфяные отложения [Карта четвертичных..., 1989] (см. рис. 1). По данным М. Лавровой [1960], В. Евзерова и Б. Кошечкина [1980], позднеледниковые морские отложения (ленточные глины, алевроиты и пески) подстилаются мореной или флювиогляциальными отложениями, реже залегают на кристаллических породах фундамента. Глинисто-песчаные залежи нередко перекрыты песками неясного генезиса, мощностью более 10–12 м, а ближе к устью р. Ура и самом заливе Ура-Губа – голоценовыми морскими отложениями (песками, галечниками) или торфяниками.

Образование глин и песков относят к верхнему звену неоплейстоцена – началу голоцена [Лаврова, 1960; Евзеров, 2016], однако инструментальные датировки этих отложений отсутствуют. Палеонтологическая информация также невелика. Согласно анализу редко встречающихся единичных микрофоссилий, образование осадков происходило в суровых полярных условиях [Гудина, Евзеров, 1973]. Нижние горизонты практически лишены органических остатков. При движении вверх по разрезу в этих отложениях встречаются редкие остатки пресноводных, пресноводно-соленоватоводных, и, реже, чисто морских форм диатомовых [Лаврова, 1960; Каган, 2012; Гудина, Евзеров, 1973]. В верхних горизонтах неяснослоистых глин иногда встречаются раковины *Portlandia arctica* Gray, которая, как известно, способна выносить значительное опреснение морской воды. Появление моллюска *Portlandia* указывает на переход к морским условиям осадконакопления.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методологический подход базировался на детальном литостратиграфическом анализе разреза. Во время полевых работ было проведено послойное описание и выполнен отбор образцов. Литологический анализ включал выделение и прослеживание в латеральном направлении пачек и слоев, которые характеризуются специфическими седиментационными признаками, отражающими

конкретные условия осадконакопления [Страхов, 1962; Boggs, 1995]. Текстурные и структурные характеристики отложений были описаны с использованием литофациального подхода, изложенного в монографиях Л. Ботвинкиной [1965], А. Полякова [2001], Р. Градзинского и др. [1980]. Мы использовали коды литофаций, представленные в работе [Farrell et al., 2012] с дополнениями.

Детальному рассмотрению подлежали следующие характеристики: текстура и структура, включая размер зерен, их окатанность и сортировку; мощность слоев и регулярность, цикличность в напластовании; типы микрослоистости и микроструктуры. Измерялись следующие параметры деформаций: размеры и геометрические характеристики (толщина и длина, симметрия, форма); степень проникновения и изоляции; контакты на подошве и кровле пласта; вещественный состав вмещающего слоя. Основное внимание уделялось морфологии деформационных структур, признакам перерывов в осадконакоплении, рассмотрению возможных механизмов их образования, выделению сейсмогенных признаков с использованием критериев выделения сейсмита [McCalpin, 2009; Owen, Moretti, 2011].

Датирование осадков проводилось с помощью метода оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) в лаборатории ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). С помощью непрозрачных металлических трубок длиной 25 см, защищающих образец от воздействия солнечных лучей, было отобрано два образца песка. Датирование проводилось по зернам кварца с использованием протоколов SAR (Single Aliquot Regeneration) и POSL SAR (pulsed optical stimulated luminescence). Глинистая фракция легкоплавких глин, изученная рентгеновским методом, а также минеральный состав отложений для определения источников сноса обломочного материала во время формирования осадков, установленные предыдущими исследованиями, также учитывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Литологическая характеристика разреза

Обнажение Ура-1 (N 69°13'51.9", E 32°43'44.7") расположено на правом берегу р. Ура, в борту аккумулятивной террасы высотой 25 м над уровнем моря (н.у.м.). В излучине реки под почвенно-растительным слоем обнажается толща глин с прослоями песков и супесей. Общая вскрытая мощность разреза составляет 13.5 м. В нижней части обнажения развиты оползни. По литологическим

признакам в разрезе выделяются три толщи (VI, VII, VIII) (рис. 2).

Толща VI, мощностью 3 м, представлена ленточными серо-голубыми глинами с прослоями супеси, мелкозернистого песка и алеврита. Осадки характеризуются ритмично-слоистой текстурой с неотчетливыми границами ритмов. Толщина ритмов варьирует от 3–7 до 15–25 см. Каждый ритм состоит из светло-серого алевритистого песка в нижней его части и серо-голубой глины вверх. “Ленты” характеризуются прямой градиционной слоистостью или содержат гранулометрически однородные слойки. Количество крупных частиц (песок, алеврит) увеличивается к подошве толщи. Граница между VI и VII толщами отчетливая, субгоризонтальная.

Толща VII, мощностью 2.5 м, состоит преимущественно из слоистых песчаных отложений: мелко- и тонкозернистых песков с маломощными прослоями алевритов, суглинков и глин. Эти осадки интенсивно деформированы (рис. 3). Граница между песками толщи VII и глинами толщи VIII неровная, пологоволнистая. Из толщи VII были отобраны пробы на оптико-люминесцентный анализ (ОСЛ), который показал, что эти пески отлагались в период $(34 \pm 2) - (35 \pm 2)$ тыс. лет назад (табл. 1).

Толща VIII, мощностью 8 м, представлена серо-зелеными глинами, как однородными, так и неотчетливо слоистыми. Глины характеризуются неравномерным распределением алевритовых частиц и раковистым изломом. Встречаются также прослои мелкозернистого песка в глинах.

Глины в выходах по р. Ура характеризуются неоднородной гранулометрической размерностью и высоким содержанием песчаной фракции: помимо глинистых частиц 0.001–0.02 мм, имеются крупные, размером 0.6–1 мм [Евзеров, 1988]. Показатель пластичности глин колеблется от 3.5 до 12.8, т.е. глины относятся к средне- и умеренно-пластичным. Минеральный состав глинистой фракции представлен преимущественно гидрослюдой, а также вермикулитом. В качестве примесей встречаются хлорит, амфибол, полевые шпаты и кварц.

Наибольший интерес представляют деформации толщи VII, которые не могли образоваться в результате нормального осадконакопления. По характеру деформаций, степени дислоцированности и механизму перемещения осадочного материала, выделяются 5 слоев (SSDS-1–SSDS-5), мощностью от 5 до 38–40 см, разделенных ненарушенными отложениями (см. рис. 3).

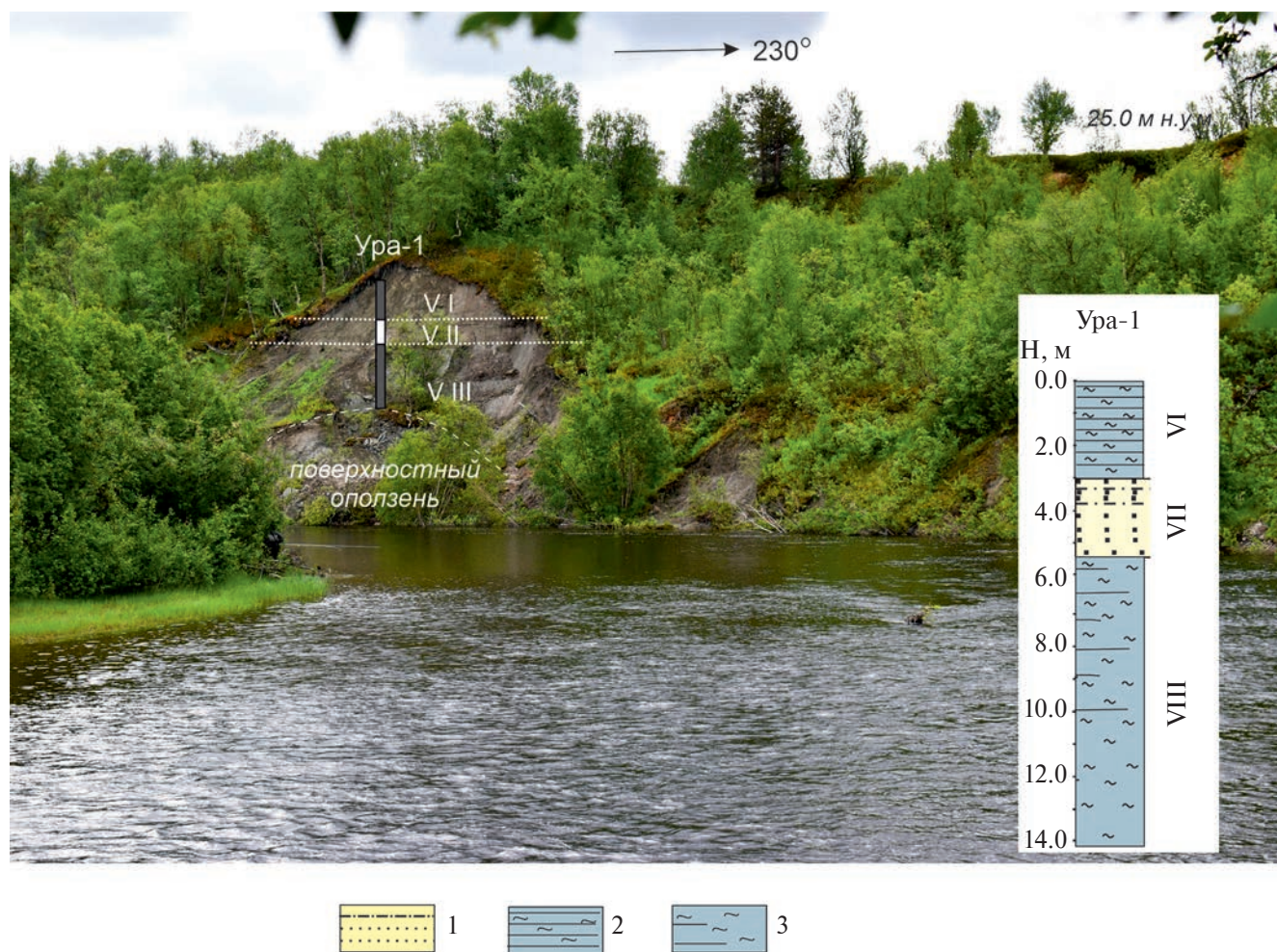


Рис. 2. Общий вид обнажения на правом берегу р. Ура и литологическая колонка с тремя осадочными толщами VI, VII и VIII (справа).

1 – пески, алевриты, супеси, 2 – глины ленточные, 3 – глины однородные, неотчетливо слоистые.

Таблица 1. Результаты ОSL датирования образцов по кварцу

Лаб. №	Влажность, %	Фракция, мкм	Глубина, м	Активность радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Палеодоза, Гр SAR OSL	Возраст, тыс. лет
				^{238}U	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K			
1/RGI-1074	37	180–250	3.5–3.6	15 ± 3	13.8 ± 0.3	24.2 ± 0.4	481 ± 23	1.69 ± 0.06	60 ± 3	35 ± 2
2/RGI-1075	29	180–250	4.7–4.8	12 ± 2	12.9 ± 0.3	22.0 ± 0.4	451 ± 22	1.66 ± 0.06	57 ± 4	34 ± 3

Примечание. Значения удельных активностей радионуклидов, палеодозы, мощности дозы и возраста приведены со стандартной погрешностью измерения (1σ). Значения влажности принимались за 100% от водонасыщения образца.

Примечательно, что слои залегают субгоризонтально, наклона поверхности не наблюдается.

Типы и морфология деформаций в SSDS слоях

Слой SSDS-1 (см. рис. 3, рис. 4а), мощностью 14 см, прослежен на 100 м в пределах обнажения. Верхняя граница слоя с толщей VI – четкая,

горизонтальная, а нижняя, с подстилающими песками – постепенная. “Закручивание” слоев песка и суглинка в лежачие складки (рулоны) размерами 15×8 см по их горизонтальной оси, узкие пережатые в крыльях вертикальные складки высотой 8–10 см и шириной 2.5–3 см, изменение направления слойков с горизонтального на субвертикальное и частичная разорванность

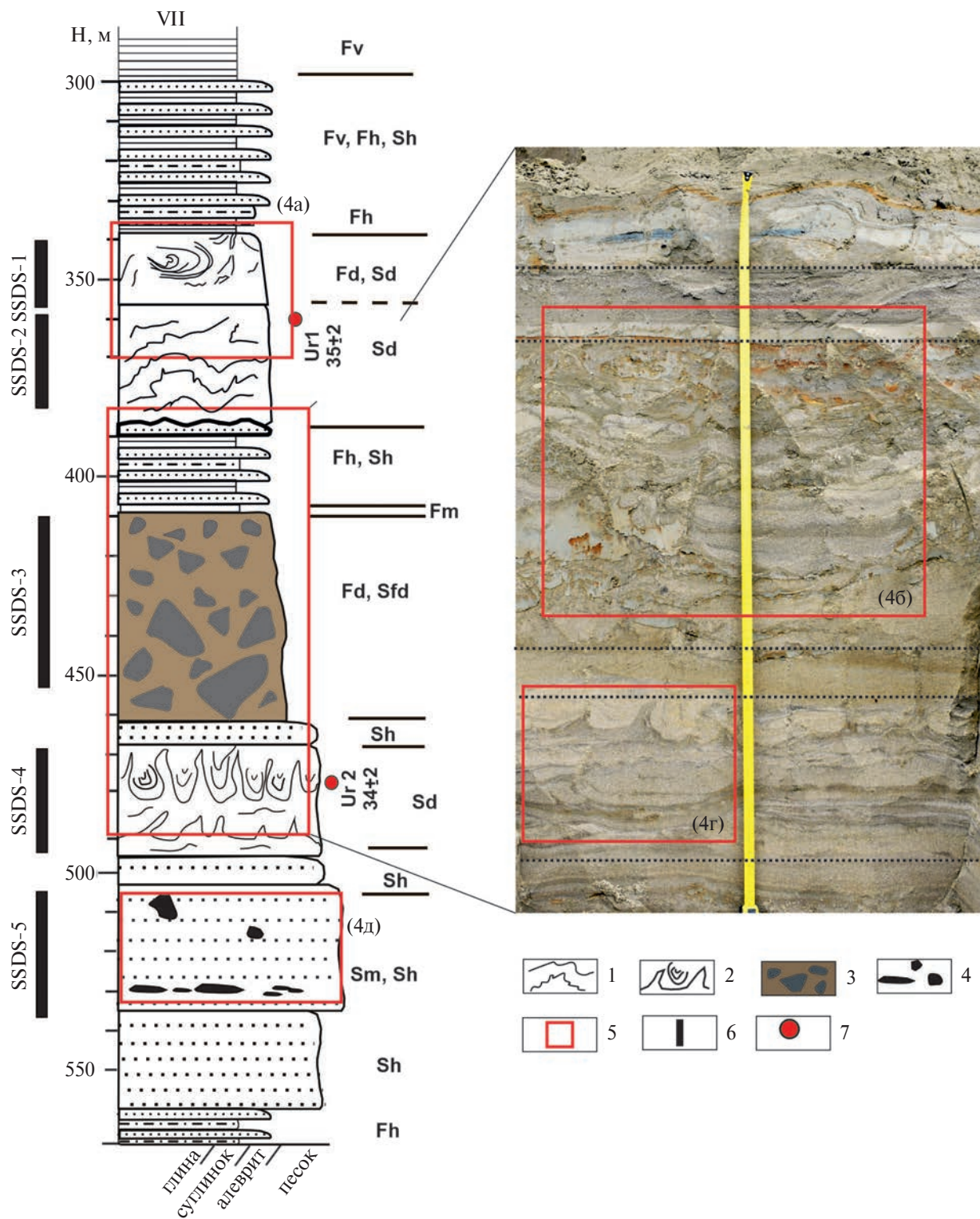


Рис. 3. Литология осадков толщи VII с циклическим проявлением деформированных слоев SSDS-1–SSDS-5.

1–4 – деформации: 1 – складчатые структуры, 2 – структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки, 3 – осадочная брекчия, 4 – изолированные обломки глин в песке; 5–7 – символы: 5 – фото рисунка в тексте и его номер, 6 – слой с SSDS, 7 – ОСЛ даты в тыс. лет.

Литофагии: Fv – ленточные глины, Fm – массивные глины, Fh – алевроиты с глинами слоистые, Fd – алевроиты, супеси и глины деформированные, Sm – пески однородные мелкозернистые, Sh – пески слоистые, тонко- и мелкозернистые, Sd – пески тонкозернистые деформированные, Sfd – пески алевроитистые и алевроиты деформированные.

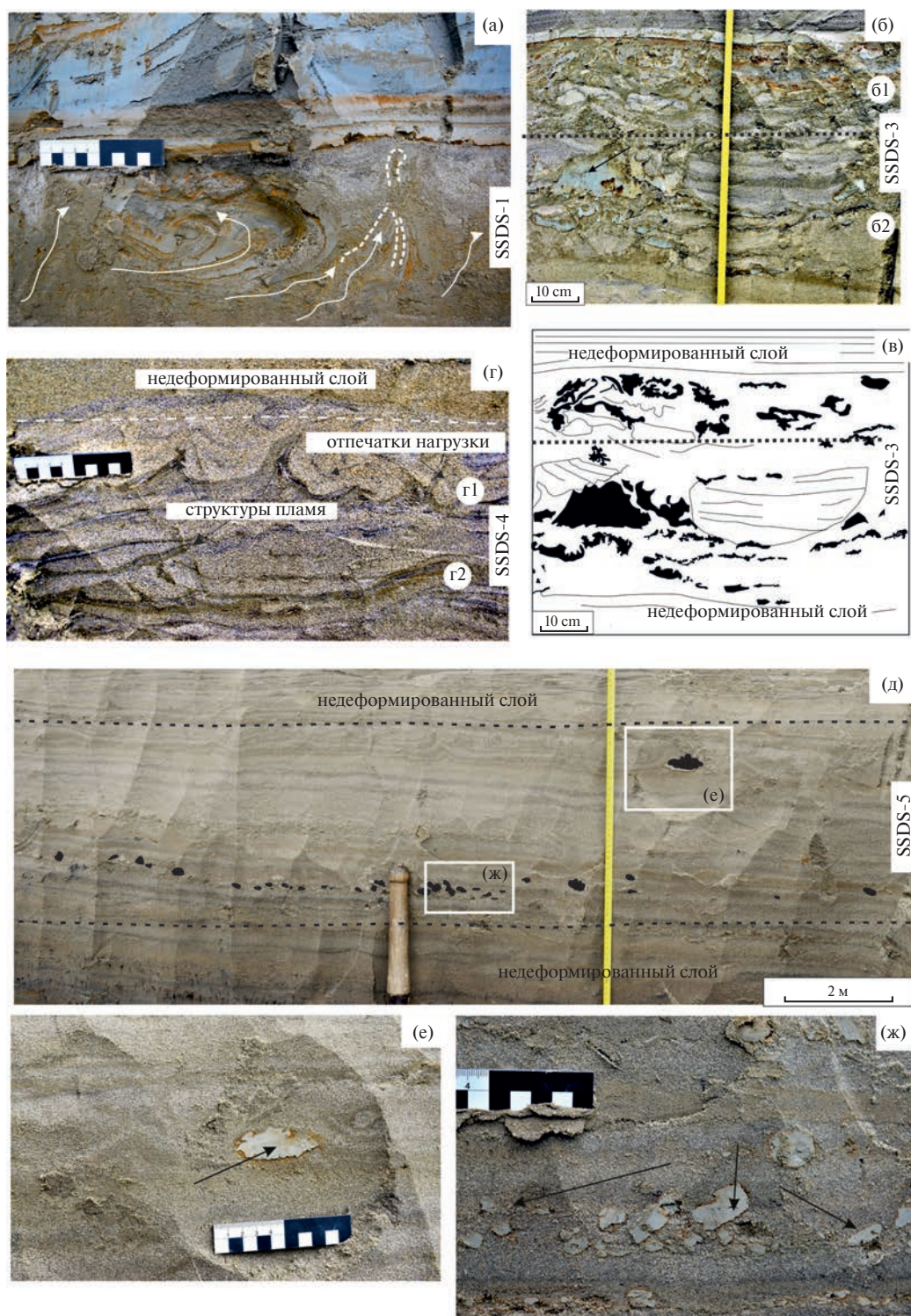


Рис. 4. Примеры деформаций в SSDS слоях.

а — складки в слое SSDS-1, образованные в результате массового перемещения материала и начального разжижения. Стрелками показано направление потоков; б, в — осадочная брекчия слоя SSDS-3 (б — фото, в — интерпретация). В верхнем подслое (б1) присутствуют более мелкие фрагменты глин и песков, чем в нижнем подслое (б2); г — структура типа “пламя” и отпечатки нагрузки в слое SSDS-4, образовавшиеся в результате различной плотности материала и явлений разжижения. Можно видеть развитие двух уровней деформаций: в подслое г2 структуры более изогнуты и наклонены, чем в верхнем подслое г1; д — отложения обломочного потока в SSDS-4; е — фрагмент глины, “плавающий” в матрице песка (показан стрелкой); ж — обломки и фрагменты глин, распределенные линейно вдоль слоя песка (показаны стрелками).

слойков (седиментационный будинаж) наиболее интенсивно выражены ближе к кровле слоя (см. рис. 4а).

Слой SSDS-2 (см. рис. 3, 4а), мощностью 24 см, сложен серыми и желтыми слоистыми мелкозернистыми песками. Слой прослеживается по простиранию на расстояние 100 м. В этом слое первоначальная горизонтальная слоистость нарушена. Деформации представлены складками шириной 20–25 см с гофрировкой крыльев слойков, а также в отдельных местах “размытой” слоистостью. Подошва слоя неровная, волнообразная.

Слой SSDS-3 (см. рис. 3, 4б, 4в), мощностью 49 см, прослеживается по латерали на всю ширину обнажения (100–150 м), а также встречается в других обнажениях вдоль р. Ура на расстоянии более 0.5 км. Слой состоит из мелко- и тонкозернистых песков с прослоями глин. Границы с подстилающими песками и перекрывающими глинисто-песчаными осадками отчетливые, субгоризонтальные.

Деформации SSDS-3 резко отличаются от слоев SSDS-1 и SSDS-2. Хаотично перемешанные, будинированные фрагменты слойков глин и песков и обломки разного размера и формы образуют осадочную брекчию (см. рис. 4б, 4в). Брекчиевый слой является двояким: более мелкие фрагменты, размерами 2–4 см, развиты ближе к кровле слоя, с глубиной фрагменты глин становятся более крупными, размерами 9 × 25 см. Отдельные обломки отличаются от первоначальной матрицы, что заметно по их внутренней волнистой слоистости, по цветной рыжей окантовке, образованной в результате осаждения гидроксидов железа. В нижней части слоя имеются наклонные и перевернутые крупные фрагменты песчаных слойков с частично сохранившейся в них первоначальной слоистостью (см. рис. 4в). Поскольку характеристики брекчий в нижней и верхней частях слоя SSDS-3 идентичны (за исключением меньшего размера обломков в верхнем слое), можно предположить, что оба подслоя имеют один и тот же источник.

Слой SSDS-4 (см. рис. 3, 4г), толщиной 25 см, состоит из слоистых тонко- мелкозернистых песков серых и светло-серых. Верхняя и нижняя границы слоя ровные, субгоризонтальные, устанавливаются по изменению окраски песков. Структуры типа “пламя”, инъекции и генетически связанные с ними отпечатки нагрузки образуют два уровня (см. рис. 4г).

Структуры типа “пламя” шириной 0.5–1.7 см и высотой 5–9 см занимают вертикальное

положение, иногда с наклонными вершинками. Более изогнутыми и сильнее наклоненными являются пламеневидные структуры нижнего уровня.

Отпечатки нагрузки имеют ширину 8–12 см в поперечном сечении. Этот прослой прослеживается по всей ширине обнажения, а также встречается в других изученных разрезах, один из которых расположен в 3 км к северу–северо-востоку от исследуемого разреза [Николаева, 2006, 2009].

Слой SSDS-5 (см. рис. 3, 4д), мощностью 40 см, состоит из мелкозернистых песков, в которых содержатся включения единичных изолированных фрагментов глин. Эти фрагменты диаметром от 0.8 до 6–8 см с закругленными краями, иногда встречаются глинистые фрагменты с острыми краями, которые “плавают” в песчаном матриксе (см. рис. 4е). В ряде случаев обломки плоские и линейно распределены ближе к кровле слоя (см. рис. 4ж).

Исследуемые осадки аккумуляровались в узкой линейной депрессии, занятой опресненным морским заливом. Об этом свидетельствуют единичные находки диатомей сублиторальных видов и фрагментов диатомей океанических и неритовых видов в аналогичных разрезах на других участках побережья Баренцева моря [Гудина, Евзеров, 1973; Каган, 2012]. Литология глинистых толщ VI и VIII указывает на то, что они были образованы в основном гравитационными потоками. Ленточная слоистость осадков в этих толщах свидетельствует о том, что при осадконакоплении поступление обломочного материала происходило в основном из периодически функционировавших мутьевых потоков, а суглинки и глины отлагались из суспензий [Колька, 2004]. Для развития этих гравитационных потоков должна была существовать площадка, расположенная на более высоких отметках рельефа. Для ситуации в районе р. Ура такой стартовой площадкой могла быть флювиогляциальная дельта, отложения которой развиты в районе исследования (см. рис. 1). Парагенетическая связь флювиогляциальных дельт с морскими отложениями (а также озерно-ледниковыми) установлена для многих районов как Кольского региона, так и других территорий [Евзеров, 2007]. Модель формирования представлена на рис. 5.

В образовании песчаной толщи VII принимали участие как обломочные потоки, так и явления разжижения. До того, как осадки подверглись деформации, которая привела к нарушению залегания внутри этих слоев, пески и алевроиты

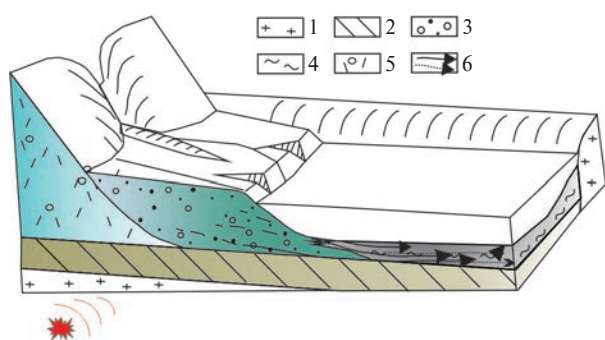


Рис. 5. Схема формирования флювиогляциальной дельты и позднеледниковых морских отложений (по [Евзеров, 1988]) и сценарий развития гравитационных потоков и сейсмиков.

1 — кристаллические породы, 2 — морена, 3 — флювиогляциальная дельта, 4 — морские глины и пески, 5 — лед, 6 — направление гравитационных потоков.

имели горизонтальную слоистость. Триггером для возникновения подобных деформаций, наряду с литологическими факторами, могли быть

сейсмические толчки. Рассмотрим основные возможные механизмы формирования слоев SSDS.

Механизмы образования SSDS

Слои SSDS-1, SSDS-2 (табл. 2). Складчатые деформации SSDS-1 и SSDS-2 вероятнее всего были образованы в результате двух процессов. Один из них это массовое перемещение материала (оползень или обломочный поток) [Градзинский и др., 1960]. Другой процесс, который был также ответственен за образование складчатости — разжиженные потоки, часто возникающие при сейсмическом воздействии на неконсолидированные осадки. Согласно работам [Hempton, Dewey, 1983; Montenat et al., 2007], лежащие или опрокинутые складки, встречающиеся в слоистых озерных или морских толщах в виде сейсмооползней или гомогенитов, достаточно часто образуются в результате сейсмогенного разжижения поверхностных отложений. Появление направленных вверх слойков и вертикальных складок также указывает на тесную связь с разжижением и неровностями на границе раздела вода—осадок,

Таблица 2. Особенности и происхождение SSDS

№ слоя	Характеристика SSDS			Основные процессы и механизмы и вероятность сейсмического триггера*
	Тип деформаций	Литология осадков	Морфология	
1	Складчатые структуры + начальный будинаж (лежащие складки, узкие вертикальные складки, фрагменты распавшихся пластинок)	Пески тонкозернистые, алевроиты, супеси, деформированные	Складки вертикальные 6 × 10 по вертикальной оси, см, складки лежащие 15 см по горизонтальной оси	Сдвиговые напряжения в результате обломочного потока, разжижение ++
2	Складки, изгибы слоев, гофрировка крыльев	Пески тонкозернистые, деформированные	Складки до 20–25 см в размахе крыльев и в высоту до 8–10 см	
3	Осадочная брекчия (хаотичные обломки песков и глин, фрагменты разорванных слоев)	Пески тонкозернистые до мелкозернистых, глины	Фрагменты: от 2–4 см до 9–15 см	Обломочный поток, ликвификация, высокая скорость седиментации ++
4	Структуры типа “пламя”, отпечатки нагрузки, инъекции	Пески тонкозернистые, алевроиты, супеси, деформированные	Структуры типа “пламя” 5–9 см, шириной 0.5–1.7 см; отпечатки нагрузки шириной 6–8 см, высотой 9–12 см	Неравномерная нагрузка, разжижение, высокая скорость седиментации ++
5	Изолированные обломки глин в песчаной матрице, обломки глин, линейно вытянутые вдоль кровли слоя	Пески мелкозернистые, однородные	Обломки 0.4–1.1 см, реже 6–8 см	Обломочный поток 0

Примечание. * — триггер: ++ — наиболее вероятно, + — вероятно, 0 — маловероятно.

которые нередко развиваются в результате сейсмического воздействия [Owen, 2003].

Литологические признаки указывают на постседиментационное разжижение: первоначально сформированная слоистость SSDS-1 и SSDS-2 была искажена и нарушена. Поэтому нельзя полностью исключить сейсмическое встряхивание, как при начальном формировании обломочного потока, так и при последующем разжижении слоя. Это может быть связано с повторяющимися фазами деформации при таких событиях, как сейсмические толчки и афтершоки [Van Loon et al., 2016].

Слой SSDS-3 (см. табл. 2). Механизм образования SSDS-3 можно представить следующим образом (рис. 6а). Обломочный поток изначально содержал мелкозернистый (пылеватый) материал. Продвигаясь по пути вниз по склону, этот поток имел достаточную способность эродировать части слоистых отложений состоящих из песков и глин на краевом (маргинальном) склоне бассейна. Мы предполагаем, что склон флювиогляциальной дельты мог быть такой стартовой площадкой для этих гравитационных потоков (см. рис. 5). В случае сейсмического шока были запущены процессы, разрушившие частично

консолидированный слой таким образом, что первоначальное расслоение частично исчезло при разжижении [Rodriguez-Pascua et al., 2000; Gruszka, Van Loon, 2007]. При этом “новообразованный” слой представлен фрагментами и обломками неправильной формы, в которых могут быть видны первоначальные слоистые текстуры (см. рис. 4в). То есть, осадочная брекчия SSDS-3 была образована в результате обломочного потока и достаточно сильного сейсмического встряхивания, которое и разрушило первоначальную слоистость суглинков и песков и образовало брекчированную текстуру этого слоя, уже после того, как осадки были уже отложены.

Слой SSDS-4 (см. табл. 2). Структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки слоя SSDS-4 могли возникнуть в результате различной нагрузки и плотности материала в двухслойных системах и вертикальным проникновением воды через неплотные отложения [Градзинский, 1980]. Особенность SSDS-4 заключается в том, что деформированный слой заключен между недеформированными осадками со схожим гранулометрическим составом (см. рис. 2). Как показали наши предыдущие исследования, деформации,

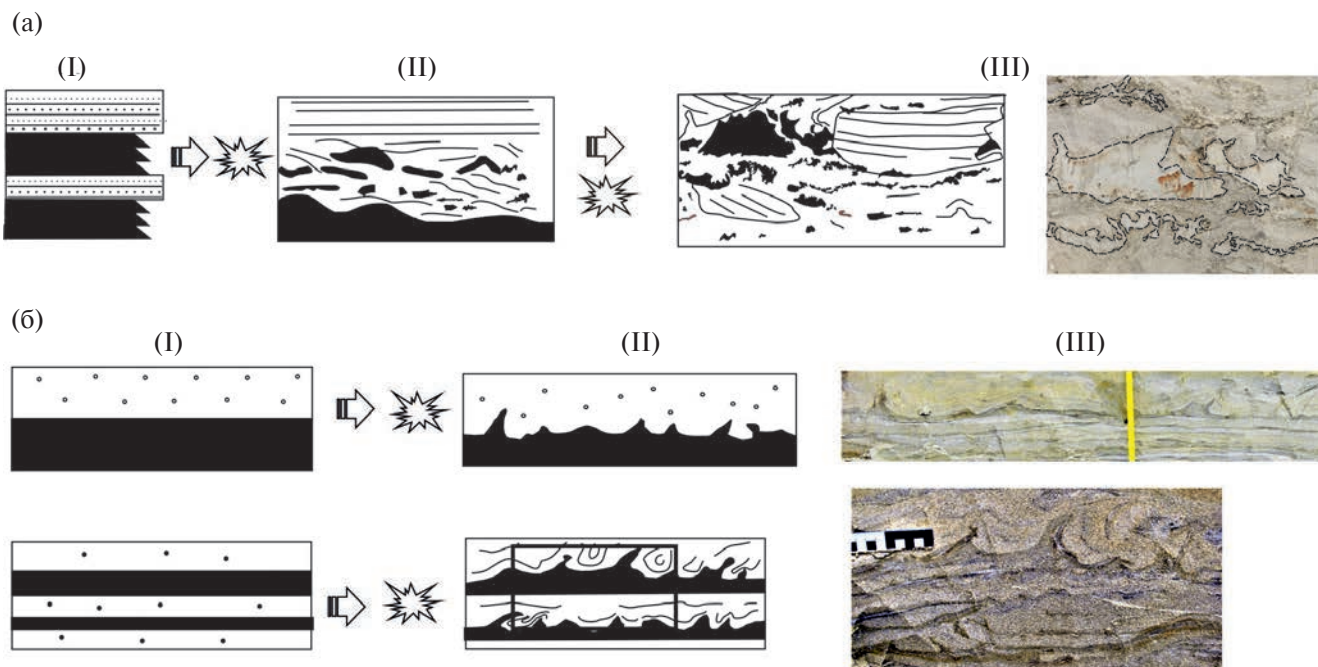


Рис. 6. Стадии развития деформационных процессов в слоях SSDS-3 (а) и SSDS-4 (б) обнажения Ура-1.

а – стадия (I) – первичная седиментация, турбидитные и обломочные потоки, стадия (II) – ликвифакция, возможно начальное оползание и будинаж, стадия (III) – повторное брекчирование и ликвифакция (пример полевого наблюдения, финальная стадия литификации);

б – стадия (I) – первичная стратиграфия, двухслойная система, стадия (II) – различная плотность и начальная ликвифакция, стадия (III) – пример полевого наблюдения, финальная стадия литификации.

морфологически сходные с отпечатками нагрузки, не всегда образуются в системах с инверсией плотностей. Нередко можно встретить структуры “пламя” и отпечатки нагрузки в системах алевриты–тонкозернистые пески на мелкозернистых песках или глины на песках [Николаева, 2009]. Тем не менее, различие в плотности осадков может быть вызвано не только разным литологическим характером отдельных слоев, а также в случае, когда материал однороден по минеральному составу и зернистости, но имеет разную степень упаковки зерен. Неравномерная нагрузка часто является следствием сейсмогенного разжижения песков [Owen, 2003; Woźniak et al., 2021]. Триггером этого процесса является механический импульс (например, блоковые подвижки, реактивация разломных зон, толчки от землетрясений), вызывающий сотрясение осадка. Сейсмически индуцированные ударные волны, ответственные за развитие SSDS в водонасыщенных рыхлых отложениях, представляют собой S-волны, которые приводят к чередованию давления и напряжения в отложениях, таким образом, позволяя материалу погружаться в нижележащий слой, даже если практически не существует разницы в плотности.

В SSDS-4 структуры типа “пламя” образуют два уровня (см. рис. 4г). На нижнем уровне структуры более наклонены и близки к горизонтальному положению. Это указывает на то, что процесс нагружения продолжился (или начался снова) после того, как сформировались верхний уровень деформаций. Механизм образования этих деформаций показан на рис. 6б.

Слой SSDS-5 (см. табл. 2). Деформации SSDS-5 представляют собой отложения обломочных потоков, основными диагностическими признаками которых являются концентрация обломков вблизи кровли слоев, плоскостная ориентировка обломков, обратная градация, детритовый матрикс [Middleton, Hampton, 1973; Поляков, 2001]. Все устанавливаемые в разрезах признаки пригодны только для расшифровки финальных стадий отложения [Shanmugam et al., 1996]. В Кольском регионе отложения обломочных потоков обнаружены под осадками флювиогляциальных дельт в глубоких Урагубском и Сайдагубском карьерах Кольского залива Баренцева моря, а также в озерно-ледниковых и ледниково-морских осадках на западе и юге [Евзеров, 2007].

ОБСУЖДЕНИЕ

Деформационные структуры нередко возникают в водонасыщенных мелкозернистых

отложениях в результате различных процессов. Наиболее часто образование деформаций в областях, прежде покрывавшихся оледенениями, авторы связывают с процессами гляциотектоники. Изучение гляциодислокаций на северо-западе России, и в Кольском регионе в том числе, показало, что гляциодинамические дислокации (иногда с сочетанием структур разных типов) встречаются в зонах краевых ледниковых образований [Евзеров, 2015; Вашков и др., 2019]. Гляциостатические дислокации распространены преимущественно между краевыми образованиями и проявляются на участках распространения алеврито-глинистых озерно-ледниковых осадков. Дислокации, связанные с вытаиванием мертвого льда, приурочены обычно к флювиогляциальным аккумуляциям камов и озов. Согласно Ю.А. Лаврушину [2023], при формировании деформационных структур значимую роль играют гляциодинамические и гляциокинематические напряжения, способствующие возникновению в подморенных четвертичных отложениях различных типов грунтовых потоков. Помимо гляциотектоники, деформации могут быть образованы седиментологическими и криотубационными процессами, возникать в результате волновой деятельности, айсбергов, вследствие разжижения грунтов, вызванного сейсмическими волнами и вибрацией. Как видим, определение генезиса деформаций становится очень важным вопросом, учитывая такое разнообразие процессов. Поэтому для определения происхождения деформаций необходимо изучение не только текстурных и структурных особенностей осадков, но и геолого-тектонического аспекта, региональной стратиграфии и палеогеографических условий.

Главный вопрос дискуссии заключается в следующем: можно ли отличить сейсмически созданные конструкции SSDS от не сейсмических? Другой важный вопрос, каков возраст этих деформаций и является ли повышенная сейсмическая активность следствием исключительно нагрузки и разгрузки земной коры, вызванной наступающими и отступающими массами покровного льда.

Согласно многочисленным палеосейсмологическим исследованиям в Северной Европе, пик высокой магнитуды и частоты древних землетрясений произошел в позднеледниковье и раннем голоцене (13000–9000 календарных лет назад) после отступления последнего Валдайского оледенения. Большинство ученых связывают это с гляциоизостатическим эффектом, играющим важную роль в формировании послеледниковой сейсмической активности [Stewart et al., 2000;

Mörner, 2003; Brandes et al., 2015; Sutinen et al., 2018; Olesen et al., 2013]. В последние годы для объяснения возникновения землетрясений также привлекаются механизмы реактивации разломов на фронте наступающего ледника [Brandes et al., 2018; Pisarska-Jamroży et al., 2018].

Критерии выделения сейсмогенных деформаций

Чтобы идентифицировать следы палеоземлетрясений в рыхлых отложениях, международная группа ученых на основании полевых наблюдений и экспериментальных данных разработала критерии, по которым можно было бы отличать сейсмичные [Seilacher, 1969; Moretti, Sabato, 2007; Montenat et al., 2007; Owen, Moretti, 2011; Moretti, van Loon, 2014; Sammartini et al., 2021]. Наиболее распространенными критериями являются: 1) значительная латеральная протяженность слоев SSDS; 2) вертикальное повторение SSDS слоев; 3) стратиграфическая позиция между ненарушенными слоями; 4) четкая связь с разломами как потенциальными триггерами; 5) наблюдаемые деформации должны согласоваться с теми, которые имеют известное сейсмическое происхождение; 6) исключение возможности образования деформаций вследствие других процессов.

Мы рассмотрим слои SSDS в следующих подразделах в контексте упомянутых выше критериев.

Критерий 1. Слои с SSDS протягиваются непрерывно в пределах ограниченного слоя вдоль всего обнажения на расстояние до 150 м по латерали. Важным является и то, что деформационные слои, аналогичные SSDS-1, SSDS-4 и SSDS-5, обнаружены еще в нескольких обнажениях, изученных нами вдоль р. Ура и расположенных на расстоянии 1–5 км друг от друга [Николаева, 2009].

Критерии 2 и 3 также соблюдаются: в разрезе Ура-1 слои SSDS расположены вертикально и разделены ненарушенными отложениями (см. рис. 2). Цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе указывает на повторяемость предполагаемых сейсмических событий, а их близкое друг к другу положение, возможно, связано с афтершоками, часто сопровождающими каждое сильное землетрясение.

Критерий 4. Близость исследуемых SSDS к крупной структуре активного разлома Карпинского, разграничивающего континент и море, а также эпицентры современных и исторических землетрясений усиливает вероятность сейсмического триггера для формирования

сейсмогравитационных потоков в долине реки Ура. Эпицентры слабых современных землетрясений с магнитудой $M \leq 3$ регистрируются вдоль линии Карпинского [Годзиковская и др., 2010]. Один из палеосейсмических очагов с интенсивностью сотрясений $\geq VIII$ баллов приурочен к району Кольского залива и району г. Мурманска [Nikolaeva et al., 2021].

Критерий 5. Аналогичные структуры, вызванные явлениями разжижения, в том числе и процессы иницирования мутьевых потоков и оползней землетрясениями, известны как в сейсмически активных областях, так и в регионах с умеренной сейсмичностью. Явления разжижения песков, текстуры нагрузки и структуры типа “пламя”, более отчетливо выраженные в SSDS-5 разреза Ура-1, очень часто наблюдались в эпицентральных зонах исторических и современных землетрясений, например [Tuttle et al., 2019]. Гомогениты, псевдонодулы и складчатые структуры описаны для рыхлых осадков континентальной окраины впадины Каскадия (США), в Чили, Средиземноморье, северной и южной Италии [Montenat et al., 2007; Moretti, Sabato, 2007; McCalpin, 2009]. Брекчиевые слои, аналогичные слою SSDS-3 в Уре-1, были описаны в озерно-ледниковых отложениях на западе Польши [Pisarska-Jamroży et al., 2019a], а также в осадочных отложениях активной грабенообразной структуры в центральной Польше [Gruszka, Zielinski, 1966; Gruszka, Van Loon, 2007]. Авторы рассматривают их как отложения гравитационных потоков, обусловленных сейсмическими процессами. В Латвии и Литве структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки относят к следам позднеплейстоценовых землетрясений [Pisarska-Jamroży et al., 2019b; Woźniak et al., 2021].

Критерий 6. Деформации в слоях SSDS-1–SSDS-4 указывают на явное постседиментационное разжижение и флюидизацию осадков, при отсутствии признаков гляциотектоники и криотурбационных процессов. SSDS находятся в литологическом “сэндвиче”, заключены в ненарушенных слоях осадков, что делает маловероятными перигляциальные процессы или гляциотектонику как прямые причины этих деформационных структур. Морфология структур и подводная среда накопления осадков разреза Ура-1 исключает криопроцессы. Кроме того, в литологии осадков отсутствуют какие-либо признаки волновой или штормовой деятельности. Это означает, что и этот критерий интерпретации исследуемых деформированных слоев как сейсмичных выполняется.

Таким образом, большинство изученных деформационных текстур в разрезе Ура-1 по нескольким признакам удовлетворяет основным критериям сейсмогенных проявлений в осадочных разрезах. Можно предполагать, что существует высокая вероятность участия сейсмического триггера в образовании некоторых из деформационных слоев в изученном разрезе (см. табл. 2).

Важным является акцентировать внимание на отличиях сейсмодетформаций от гляцигенных структур, которые зачастую имеют определенное морфологическое сходство. Предварительный анализ различий гляциодислокаций и сейсмитов, разработанный на опыте их изучения в восточной части Фенноскандии, обобщен в публикации [Николаева, Вашков, 2022]. С точки зрения авторов, гляциодислокации более масштабны как по размеру структур, достигающих несколько метров — первых десятков метров, так и по площади проявления. Зачастую такие дислокации группируются на определенной площади, где они прямо выражены в современном рельефе в виде аккумулятивных гряд и холмов. В основном они встречаются в подморенных отложениях. В отличие от них, изученные нами деформационные текстуры в разрезе Ура-1 характеризуются значительно меньшими размерами (см. табл. 2), кроме того, они не перекрыты мореной. Также присутствует явная несогласованность конволютных и других форм с направлением движения ледника. Ряд деформационных структур имеет явные признаки проявления вертикально направленных гидравлических сил. Кроме того, наблюдается сочетание деформаций сжатия и растяжения в одном горизонте, что характерно для сейсмических импульсов; есть признаки внезапного (импульсного) воздействия высокого порового давления на связанный материал, залегание деформированного слоя между осадками с ненарушенной слоистостью; сопряженность с сейсмодислокациями в скальном субстрате, эпицентрными областями современных и исторических землетрясений. В дополнение к этому, аналогичные по морфологии текстуры часто возникают в грунтах и осадках в результате сильных современных и исторических землетрясений [McCalpin, 2009; Tuttle et al., 2019], а также в средне- и позднеголоценовых осадках, когда ледник полностью отсутствовал, а фактор гляциоизостазии практически перестал действовать.

Однако полностью исключать образование некоторых текстур в результате других процессов, без участия сеймотектоники, мы не можем. Как уже упоминалось, наблюдаемые структуры

могли быть образованы в результате нескольких процессов, действовавших как одновременно, так и наложенных друг на друга. При этом ряд признаков невозможно объяснить без привлечения сейсмической составляющей при формировании осадков.

Возраст деформаций

Полученные нами возрастные оценки исследуемых осадков 34 ± 2 тыс. л. н. и 35 ± 2 тыс. л. н. — это первые даты, свидетельствующие о межледниковых отложениях среднего Валдая в северо-западном секторе Баренцевоморского побережья Кольского региона. Ранее межледниковые морские осадки МИС 3 были известны и датированы в ограниченных пунктах только на побережье Белого моря на юге и юго-востоке, а континентальные — в одном разрезе на западе региона, в районе города Ковдор [Евзеров, 2016].

Период МИС 3 был безледным практически на всей территории Европы [Svendsen et al., 2004]. По полученным новым данным, ледниковый покров в холодную МИС 4 имел ограниченное распространение [Yevzerov, Nikolaeva, 2011]. Ледник продвигался с запада и занимал западную часть Кольского региона, что удовлетворительно согласуется с палеогляциологической реконструкцией шведских исследователей [Kleman et al., 1997]. Для землетрясений с возрастом 34–35 тыс. л. н. механизмы, связанные с изменением ледниковой нагрузки, маловероятны. В нашем случае ограниченное распространение ранневалдайского оледенения и небольшая мощность его, а также значительный интервал времени между развитием этого ледникового покрова и возрастом сейсмических событий исключает гляциоизостазию в качестве основной причины землетрясений.

Последующее оледенение в МИС 2 было более масштабным, чем в МИС 4, и перекрывало весь Кольский полуостров [Svendsen et al., 2004]. Возникновение напряжений перед фронтом этого надвигающегося поздневалдайского оледенения и реактивация разломов — более вероятная причина сейсмической активности. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем активизацию разлома Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы и контрастность движений на границе крупных структурных элементов, разделяющих континент и море. Кроме того, дифференцированные блоковые движения создавали благоприятные условия для новообразования и/или активизации разломных зон и разрядки напряжений в виде многочисленных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения текстурно-структурных характеристик в глинисто-песчаных отложениях вблизи побережья Баренцева моря в долине р. Ура (северо-запад России, Кольский регион) позволили выявить в них ряд литологических особенностей и деформационных текстур сейсмогенного происхождения. В изученной толще деформации образуют пять слоев, разделенных ненарушенными отложениями, и включают отпечатки нагрузки, структуры типа “пламя”, инъекции, осадочную брекчию и различные складки. Изучение аккумуляции осадков и механизмов перемещения материала показало, что эти деформации были образованы в результате нескольких процессов: возникновения обломочных потоков в результате сдвиговых напряжений в субаквальных обстановках, гравитационной нагрузки вышележащих отложений и ликвифакции. Одним из наиболее вероятных триггерных механизмов распространения активности гравитационных потоков и явлений ликвифакции был сейсмический шок. Комплекс сейсмогенных деформаций указывает на несколько эпизодов сейсмической активности на территории северо-запада России в период 34–35 тыс. л. н. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем реактивацию крупного сбросо-сдвига Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы, а также возникновение напряжений перед фронтом надвигающегося поздневалдайского оледенения МИС 2.

Впервые для четвертичных морских образований северо-запада Кольского региона по данным ОСЛ анализа определен возраст отложений, относящийся к морской изотопной стадии МИС 3 среднего Валдая, что позволяет существенно уточнить палеогеографические обстановки в этом малоизученном временном интервале.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам ОИФЗ РАН (Москва) А.Н. Королевой, А.О. Комарову, а также студентам РГПУ им. А.И. Герцена (Санкт-Петербург) А.В. Прониной и К.А. Шихириной, аспирантке ФГБУ “ВНИИ-Океангеология” (Санкт-Петербург) Н.А. Костроминой за оказанную помощь при проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания по теме НИР ГИ КНЦ РАН г. Апатиты, № FMEZ-2024-0007.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 119)
- Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С.* Краевые ледниковые образования в бассейне р. Цага (западная часть Кольского полуострова) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 74–78.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.013>
- Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XXI веке. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 130 с.
- Гудина В.И., Евзеров В.Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 145 с.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология / Пер. с польского. М.: Недра, 1980. 646 с.
- Евзеров В.Я.* Формирование и размещение месторождений легкоплавких глин северо-восточной части Балтийского щита / Препринт научного доклада. Апатиты, 1988. 40 с.
- Евзеров В.Я.* Породные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего северо-запада России) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 6. С. 563–574.
- Евзеров В.Я.* Строение и формирование внешней полосы одного из поясов краевых образований поздневалдайского ледникового покрова в Кольском регионе // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2015. № 4. С. 5–12.
- Евзеров В.Я.* Геология четвертичных отложений Кольского региона. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2016. 210 с.
- Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И.* Плейстоценовая палеогеография западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 105 с.
- Каган Л.Я.* Диатомовые водоросли Евро-Арктического региона. Аннотированная коллекция: древние и современные морские и пресноводные. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 209 с.
- Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области 1989. Масштаб 1:500000 / Ред. В.Я. Евзеров. Апатиты: Архив Геологического института КНЦ РАН, 1989.
<https://doi.org/10.31241>

- Колька В.В. Некоторые аспекты формирования ленточных глин на Северо-востоке Балтийского щита // Известия РГО. 2004. Т. 136. Вып. 5. С. 69–78.
- Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
- Лаврушин Ю.А. Основы современной концепции строения и формирования отложений краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2021. № 79. С. 38–70.
- Лаврушин Ю.А. Гляциодинамическая модель постседиментационного возникновения ленточной структуры в отложениях четвертичных водных бассейнов в окрестностях Санкт-Петербурга // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2023. № 81. С. 39–60.
- Николаева С.Б. Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 69–72.
- Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 830–839.
- Николаева С.Б. Отражение палеосейсмических событий в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион) // Геоморфология. 2021. Т. 52. № 1. С. 86–99.
<https://doi.org/10.31857/S0435428121010119>
- Николаева С.Б., Вашков А.А. Гляцио- и сеймотектонические структуры на восточной окраине Фенноскандинавского щита: проблемы типизации и критерии выделения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. Т. 19. С. 260–265.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.047>
- Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. М.: Геоинформмарк, 2001. 59 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1962. 212 с.
- Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А. Возможные следы голоценовых цунами в озерных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров) // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 9. С. 92–102.
<http://dx.doi.org/10.17076/lim865>
- Boggs Sam Jr. Principles of sedimentology and stratigraphy. New Jersey, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1995. 774 p.
- Brandes C., Winsemann J. Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity // Int. J. Earth Sci. 2013. V. 102. P. 2255–2274.
<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0914-4>
- Brandes C., Steffen H., Sandersen P.E., Wu P., Winsemann J. Glacially induced faulting along the NW segment of the Sorgenfrei-Tornquist Zone, northern Denmark: Implications for neotectonics and Lateglacial fault-bound basin formation // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 189. P. 149–168.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.036>
- Farrell K.M., Harris W.B., Mallinson D.J., Culver S.J., Riggs S.R., Pierson J., Sele-Trail J.M., Lautier J.C. Standardizing texture and facies codes for a process-based classification of clastic sediment and rock // J. Sed. Res. 2012. V. 82. P. 364–378.
<https://doi.org/10.2110/jsr.2012.30>
- Gruszka B., Zielinski T. Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin (Pleistocene, Central Poland) // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 1966. V. 66. P. 59–81.
- Gruszka B., Van Loon A.J. Pleistocene glaciolacustrine breccias of seismic origin in an active graben (Central Poland) // Sediment. Geol. 2007. V. 193. P. 93–104.
<https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2006.01.009>
- Hempton M.R., Dewey J.S. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, south-east Turkey // Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 14–17.
- Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeve A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model // J. Glaciol. 1997. V. 43. № 144. P. 283–299.
- Kolka V., Tolstobrov D., Corner G.D., Korsakova O., Tolstobrova A., Vashkov A. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on the Barents Sea coast at Teriberka, Kola Peninsula, Northwestern Russia // The Holocene. 2023. V. 33. № 9. P. 1060–1072.
<https://doi.org/10.1177/09596836231176489>
- Korsakova O. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // Quat. Int. 2019. V. 534. P. 42–59.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- McCalpin J.P. Paleoseismology / 2nd ed. Amsterdam, London: Acad. Press, 2009. 615 p. (Intern. Ser. 95)
- Middleton G.V., Hampton M.A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition // Turbidites and Deep Water Sedimentation / Eds G.V. Middleton, A.H. Bouma. Anaheim, California, SEPM, 1973. P. 38.
- Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol. 2007. V. 196. P. 5–30.
- Moretti M., Sabato L. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant-Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading // Sediment. Geol. 2007. V. 196. P. 31–45.
- Moretti M., van Loon A.J. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites // Journal of Palaeogeography. 2014. V. 3. № 2. P. 62–173.
<https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2014.00050>
- Morner N.-A. Paleoseismicity of Sweden: A Novel Paradigm. P&G-unit Stockholm: Stockholm Univ., 2003. 319 p.

- Nikolaeva S.B., Rodkin M.V., Shvarev S.V.* Late Glacial and postglacial seismicity in the Northeastern Fennoscandian Shield: tectonic position and age of paleo-earthquakes near Murmansk // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2021. V. 93. P. 53–72.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/93.1.004>
- Nikolaeva S., Tolstobrov D., Ryazantsev P.* Evidence for postglacial seismicity in lacustrine records in the western Kola Peninsula north-western Russia) // *The Holocene*. 2023. V. 33. № 12. P. 1441–1452.
<https://doi.org/10.1177/09596836231197738>
- Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // *Engineering Geology*. 2005. V. 76. P. 209–234.
- Ojala A.E.K., Mattila J., Hämäläinen J., Sutinen R.* Lake Sediment Evidence of Paleoseismicity: Timing and Spatial Occurrence of Late- and Postglacial Earthquakes in Finland. // *Tectonophysics*. 2019. V. 771. P. 228–227.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228227>
- Olesen O., Bungum H., Dehls J., Lindholm C., Pascal C., Roberts D.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway—mechanisms and implications / Eds L. Olsen, O. Fredin, O. Olesen // *Quaternary Geology of Norway*. Geological Survey of Norway. Special Publication 13. 2013. P. 145–174.
- Owen G.* Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow // *Sediment Mobilization*. Geological Society, London. Special Publications 216. 2003. P. 21–34.
- Owen G., Moretti M.* Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands // *Sediment. Geol.* 2011. V. 235. P. 141–147.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>
- Polonia A., Panieri G.L., Gasperini G., Gasparotto L.G., Bellucci L., Torelli L.* Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea) // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. P. 112–140.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004402>
- Pisarska-Jamroży M., Woźniak P.P.* Debris flow and glacioisostatic-induced soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine fan: The southern Baltic Sea coast, Poland // *Geomorphology*. 2019. V. 326. P. 225–238.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.015>
- Pisarska-Jamroży M., Belzyt S., Börner A., Hoffmann G., Hüneke H., Kenzler M., Obst K., Rother H., Van Loon A.J.* Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea) // *Tectonophysics*. 2018. V. 745. P. 338–348.
- Pisarska-Jamroży M., (Tom) Van Loon A.J., Mleczak M., Roman M.* Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound // *Geomorphology*. 2019. V. 326. P. 239–251.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010>
- Rodriguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gomez-Gras D.* Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // *Sediment. Geol.* 2000. V. 135. P. 117–135.
- Roep T.B., Everts A.J.* Pillow-beds: a new type of seismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain // *Sedimentology*. 1992. V. 39. P. 711–724.
- Sammartini M., Moernaut J., Kopf A., Stegmann S., Fabbri S.C., Anselmetti F.S., Strasser M.* Propagation of frontally confined subaqueous landslides: Insights from combining geophysical, sedimentological, and geotechnical analysis // *Sediment. Geol.* 2021. V. 416. P. 105–877.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105877>
- Seilacher A.* Fault-graded beds interpreted as seismites // *Sedimentology*. 1969. V. 13. P. 155–159.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x>
- Shanmugam G.* High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? // *JSR*. 1996. V. 66. № 1. P. 2–10.
- Stewart L.S., Sauber J., Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // *Quat. Sci. Rev.* 2000. V. 19. P. 1367–1389.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00094-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00094-9)
- Sutinen R., Hyvönen E., Middleton M., Airo M.L.* Earthquake-induced deformations on ice-stream landforms in Kuusamo, eastern Finnish Lapland // *Glob. Planet. Change*. 2018. V. 160. P. 46–60.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.011>
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingélfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- Tuttle M.P., Hartleb R., Wolf L., Mayne P.W.* Paleoliquefaction studies and the evaluation of seismic hazard // *Geosciences*. 2019. V. 9. P. 61.
<https://doi.org/10.3390/geosciences9070311>
- Van Loon A.J., Pisarska-Jamroży M., Nartišs M., Krievāns M., Soms J.* Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift // *Journal of Palaeogeography*. 2016. V. 5. P. 363–380.
- Woźniak P.P., Belzyt S., Pisarska-Jamroży M., Woronko B., Lamsters K., Nartišs M., Bitinas A.* Liquefaction and re-liquefaction of sediments induced by uneven loading and glacial earthquakes: Implications of results from the Latvian Baltic Sea coast // *Sediment. Geol.* 2021. V. 421. P. 105–944.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105944>
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B.* The Ice Sheet of the Kola Region in the Interval of the Marine Isotopic Stage (MIS) 4 // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 441. P. 1598–1601.

GRAVITY FLOWS IN LATE QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTH-WESTERN RUSSIA (KOLA REGION) AND THEIR POSSIBLE RELATIONSHIP WITH PLEISTOCENE EARTHQUAKES

S. B. Nikolaeva^{1, *}, D. S. Tolstobrov^{1, **}

¹*Geological Institute of the Kola Science Center RAS,
Fersmana str., 14, Apatity, Murmansk region, 184209 Russia*

**e-mail: s.nikolaeva@ksc.ru*

***e-mail: d.tolstobrov@ksc.ru*

The lithological features of Late Quaternary deposits formed during the marine isotope stage MIS 3 in the Ura River valley on the Barents Sea coast of the Kola region (North-Western Russia) have been studied. Seismically induced structures were revealed and preserved in sandy-clayey sediments in the form of five deformed SSDS layers separated by undisturbed deposits. These layers include load casts, flame structures, injections, sedimentary breccia, and folds. The SSDS were formed because of several reasons, i.e., debris flows originated from the shear tensions in sub-aqueous settings, pressure of the overlying deposit weight, and liquefaction. Seismic shock and aftershocks would have served as the most possible trigger to spread the gravitational flow activity and initiate the processes of liquefaction and fluidization. The seismic waves may have been caused by the tensions at the front of the advancing Weichselian Ice Sheet in MIS 2. We consider the reactivated large Karpinsky oblique-slip fault separating the Baltic Shield from the Barents Sea Plate as a main seismogenic zone.

Keywords: seismites, gravity-flow, load casts, liquefaction; earthquakes, Kola Peninsula, Pleistocene

УДК 550.4

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТОЙ ПУЛЬПЫ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ ПИРОЛИТИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2025 г. В. Ю. Лаврушин^{a, *}, А. С. Айдаркожина^a

^aГеологический институт РАН (ГИН РАН), Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: v_lavrushin@ginras.ru

Поступила в редакцию 29.11.2023 г.

После доработки 21.08.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

В образцах глинистой пульпы, отобранных из 23 грязевых вулканов Керченско-Таманской области (Крымско-Кавказский регион), определены пиролитические характеристики рассеянного органического вещества. Оно относится к III типу керогена, и его уровень изменения соответствует самым ранним стадиям нефтогенеза. Также показано, что органическое вещество, выносимое вулканами, по своим пиролитическим характеристикам является практически полным аналогом рассеянного ОВ, присутствующего в глинах отложений майкопской серии. Вместе с тем, в сравнении с последними, в грязевулканической пульпе отмечено более высокое содержание битумоидов.

Впервые для грязевулканических систем Керченско-Таманской области выявлена связь параметра $T_{\max}$ керогена с некоторыми температурно-зависимыми характеристиками водной ($t(\text{Mg-Li})$ и $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O) и газообразной ($\delta^{13}\text{C}$ в CH_4) фаз грязевулканических выбросов. Эти зависимости отражают общую направленность изменения состава флюидных систем с ростом пластовых температур и указывают на формирование твердой, жидкой и газообразной фаз грязевулканических выбросов в едином глубинном грязевулканическом резервуаре. При этом существенного загрязнения глинистой пульпы органическим веществом, заимствованным со стенок грязевулканического канала из вышележащих отложений, выявлено не было.

Ключевые слова: грязевые вулканы, Крымско-Кавказский регион, пиролитические исследования органического вещества, температура пластовых вод

DOI: 10.31857/S0024497X25010045, **EDN:** CIOFGE

Грязевые вулканы представляют собой естественные очаги разгрузки газов и воды, потоки которых выносят на поверхность значительные объемы полужидкой глинистой массы, иногда содержащей обломки горных пород. Высохшие на поверхности земли такие потоки глины называют *грязебрекциями*, а жидкую или полужидкую глинистую суспензию, выделяющуюся из сальз, — *глинистой или грязевулканической пульпой*. Именно твердые продукты извержений являются основным геологическим результатом деятельности грязевых вулканов, проявления которой можно наблюдать как в современном рельефе грязевулканических областей, так и в их геологическом разрезе.

Объемы твердых выбросов и размеры грязевулканических построек могут сильно различаться

в зависимости от возраста и активности вулкана, а также объема глубинного резервуара. В свежем виде вулканическая грязь имеет различную плотность (по нашим определениям она может варьировать от 1 до 1.3–1.4 г/см³), и поэтому ее консистенция может меняться от жидкой до вязко-пластичной. Грязевые вулканы в спокойные периоды своей деятельности в основном изливают пульпу жидкой и полужидкой консистенции. Во время сильных извержений вязкость (а соответственно и плотность) пульпы существенно возрастает. Последнее, наряду с высокой скоростью ее движения к поверхности земли, обеспечивает транспортировку грубообломочного материала, мобилизуемого со стенок грязевулканического канала. В этом случае размер выносимых обломков пород в поперечнике может варьировать от нескольких до первых десятков сантиметров.

Генезис грязевулканической пульпы до сих пор остается дискуссионным [Холодов, 1983, 2002, 2012; Иванов, Гулиев, 1988; Kopf, 2002; Mazzini, 2009 и др.]. Не совсем понятны механизмы образования разжиженного глинистого материала на глубине. В частности, не ясно, происходит ли дезинтеграция глинистых пород непосредственно в глубинном грязевулканическом резервуаре, и при подъеме к поверхности земли они лишь в небольшой степени загрязняются обломочным материалом из вышележащих отложений. Или глинистые выбросы вулканов представляют собой полностью “мусорное” образование — меланж, содержащий в себе случайную смесь минеральных частиц из пород с разных уровней геологического разреза, перекрывающего грязевулканический резервуар.

В первом случае одним из механизмов образования пульпы на глубине может быть, например, процесс разуплотнения глинистых толщ в результате перекристаллизации смектита в иллит. Он происходит на фоне активных процессов нефтегенеза при температурах от 40–50 до 200°C с наибольшей интенсивностью при ~120°C [Colten-Bradley, 1987; Дриц, Коссовская, 1990]. В Предкавказье иллитизация смектита проходит в интервале глубин 2–4 км [Холодов, 1983]. Дезинтеграция глин, вероятно, может быть также следствием процессов нефтегенеза, обеспечивающих в глинистых нефтематеринских толщах формирование зон аномально-высоких пластовых давлений.

Во втором случае дезинтеграция глинистых пород, слагающих верхние части осадочного чехла, теоретически может происходить в результате динамического воздействия потоков газа, воды и твердых обломков пород на стенки грязевулканического канала [Иванов, Гулиев, 1988].

При отсутствии ясности о происхождении глинистой пульпы не понятно, какую информацию может дать ее изучение. Если она представляет собой полностью “мусорное” образование — случайную смесь пород, поступающих с разных уровней разреза (второй случай), — то ее исследование вообще не имеет какого-либо научного смысла. Если же она поступает из глубины — непосредственно из грязевулканического резервуара, — то ее изучение может дать информацию о геохимических и минералогических особенностях пород, слагающих “корни” вулканов. Несмотря на это, в публикациях встречается довольно много исследований, посвященных изучению минерального и химического состава как самой пульпы, так и отдельных групп аутигенных

минералов (карбонатов и сульфидов) в ее составе [Шнюков и др., 1971; Лаврушин и др., 2003; Маслов, Шевченко, 2020 и др.].

В данной работе мы попытались определить температурные условия формирования глинистой пульпы, извергаемой вулканами Керченско-Таманской грязевулканической области. В качестве температурного индикатора использовалось значение $T_{\max}$ — температуры максимального выхода углеводородов при термодеструкции (крекинге) керогена, присутствующего в грязевулканической пульпе. Это один из параметров, получаемый при исследовании пород, содержащих органическое вещество (ОВ), методом Rock Eval пиролиза [Espitalie et al., 1977, 1993]. Надо также отметить, что для многих грязевых вулканов Керченско-Таманской области пиролитические характеристики органического вещества в грязевулканических глинах до сих пор не были получены.

Учитывая дискуссионность механизмов формирования глинистой пульпы, мы предполагали, что содержащееся в ней ОВ может быть связано с глинами, поступающими непосредственно из глубинного грязевулканического резервуара, а также являться в заимствованном, вместе с обломками вмещающих его пород, с различных уровней разреза.

Мы считаем, что информацию о происхождении глинистой пульпы может дать сопоставление значений $T_{\max}$, полученных для образцов пульпы из разных вулканов, с другими температурно-зависимыми геохимическими характеристиками жидкой и газообразной составляющих грязевулканических выбросов. Как показали исследования флюидных систем Керченско-Таманской области [Kikvadze et al., 2020; Лаврушин и др., 2021, 2022 и др.], концентрации некоторых элементов (Cl, HCO₃, B, Li и др.) в солевом составе грязевулканических вод, а также определенные в них значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{TDIC})$ в воде и значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в газовой фазе зависят от пластовых температур, рассчитанных с помощью гидрохимических геотермометров.

Совершенно очевидно, что если глинистая пульпа является смешанным образованием, полученным в результате захвата минерального материала со стенок грязевулканического канала, то никакой корреляции значений $T_{\max}$ с другими температурно-зависимыми характеристиками грязевулканического флюида не может быть получено. И, напротив, существование подобной корреляционной связи может указывать на поступление органического вещества, присутствующего

в глинистой массе, а также воды и/или газов из единого резервуара (с одного уровня разреза). В последнем случае эта корреляция будет указывать на глубинный генезис пульпы.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Керченско-Таманская грязевулканическая область локализована в пределах одноименных полуостровов, омываемых водами Азовского и Черного морей. Здесь насчитывается более 40 действующих грязевых вулканов [Шнюков и др., 1986]. По количеству вулканов эта провинция занимает второе место после Азербайджанской в Кавказском регионе и является одной из крупнейших из континентальных провинций в мире [Алиев и др., 2015]. Грязевулканические проявления здесь приурочены к южному борту Западно-Кубанского прогиба, примыкающему к горным сооружениям Большого Кавказа и Крыма. В центральной части области также выделяют так называемый Керченский периклинальный прогиб, который почти совпадает с одноименным проливом, соединяющим Азовское и Черное моря.

Мощность осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба достигает 8–12 км [Шнюков и др., 1986]. Его нижний этаж сложен карбонатными и терригенными породами юрско-мелового возраста, а верхний — преимущественно глинистыми отложениями майкопской серии (олигоцен—низы среднего миоцена). Мощность последних в этой части Западно-Кубанского прогиба варьирует от 1–2 до 5–6 км. В строении верхнего этажа в пределах Таманского полуострова и северной части Керченского полуострова также принимают участие карбонатные и терригенные отложения миоцен-четвертичного возраста, суммарная мощность которых местами может достигать 1 км. В южной части Керченского полуострова эти отложения отсутствуют, и на поверхности обнажаются глинистые толщи среднего отдела майкопской серии.

В исследуемом районе выходы пород мелового возраста на поверхность известны только в предгорьях Большого Кавказа, а также на Керченском полуострове — на побережье Черного моря [Шнюков и др., 1986].

Оценки температур формирования грязевулканических вод, выполненные по Mg-Li-геотермометру, варьируют от 40 до ~135°C, что при геотермических условиях данного района соответствует диапазону глубин примерно 1–4 км [Лаврушин,

2012; Ершов, Левин, 2016; Kikvadze et al., 2020; Лаврушин и др., 2021]. Это совпадает с интервалами глубин залегания пород майкопской серии, известными по данным бурения и геофизических исследований [Туголесов и др., 1985; Шнюков и др., 1986]. Это также в большинстве случаев подтверждается исследованиями микрофауны в грязебрекчиях [Шардаров, 1962], а также минералого-геохимическими и изотопно-геохимическими данными, полученными в последние годы при участии авторов [Лаврушин и др., 2021, 2022; Sokol et al., 2018, 2019]. Поэтому именно с отложениями майкопской серии мы и связываем происхождение грязевулканических флюидов.

Вместе с тем, в грязебрекчиях Таманского полуострова, примыкающих к горному сооружению Большого Кавказа, иногда обнаруживается также фауна и обломки пород мелового возраста (вулканы Семигорский, Шуго) [Копаевич и др., 2022; Бугрова и др., 2023]. Эти результаты исследований перекликаются с определениями значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в грязевулканических водах, которые показали низкие значения стронциевого отношения в воде из Семигорского вулкана [Буякайте и др., 2014; Айдаркожина и др., 2021], указывающие на взаимодействие вод с карбонатами мелового возраста.

Впрочем, на основании этих данных сделать однозначный вывод о том, что “корни” грязевых вулканов располагаются в отложениях, залегающих ниже майкопской серии, тоже нельзя. Фрагменты меловой микрофауны имеют плохую сохранность, несут следы переотложения, а сами обломки меловых карбонатных пород также могут быть заимствованы из четвертичных отложений, содержащих продукты их размыва, или из палеогеновых олистостромовых горизонтов, включающих обломки меловых пород. Кроме того, в предгорных районах Большого Кавказа выделяют системы тектонических надвигов [Попков, 2001, 2006], по которым породы мелового возраста местами могут быть надвинуты на комплексы майкопской серии.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2019 и 2020 гг. было проведено опробование 23 действующих вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области (рис. 1). Отбор проб проводился предпочтительно из сальз, активно выделяющих газы и глинистую пульпу (рис. 2). Это было связано с тем, что после высыхания на поверхности земли глинистые массы попадали в кислородную среду и содержащееся в них



Рис. 1. Схема опробованных объектов.

1 — естественные обнажения майкопской серии; 2 — опробованные грязевые вулканы; 3 — скважина-спутник Кубанской сверхглубокой скважины (скв. С-1).

ОВ могло подвергаться гипергенным процессам окисления и биодеструкции.

Образцы свежей пульпы (глинистой эмульсии) имели серую, редко зеленовато-серую окраску и характеризовались полужидкой консистенцией. Ее плотность варьировала от ~ 1 до ~ 1.4 г/см³. Среди глинистых минералов в ней в различных соотношениях присутствовали иллит, смектит и смешаннослойные образования иллит-смектит. Хлорит и каолинит, как правило, фиксировались в виде подчиненной примеси [Лаврушин, 2012; Sokol et al., 2018]. Для сравнения, из трех обнажений, располагающихся в береговых обрывах Таманского (обнажения на плато Ильич и у мыса Ахиллеон) и Керченского (мыс. Тархан) полуостровов, отбирались образцы глинистых пород майкопской серии (рис. 3). Они характеризовали породы верхней части майкопской серии, отнесенные к раннему миоцену ($N_1^{mk_3}$) [Балакина, Самулева, 1973]. Эти отложения представлены темно-коричневыми плотными глинами с прослоями сидеритовых конкреций (см. рис. 1, 3).

Также была проанализирована серия из 32 образцов глинистых пород, отобранных из скважины С-1 — скважины-спутника Кубанской сверхглубокой скважины (СГ-12000). Интервал опробования керна находился в диапазоне от 3001 до 3120 м и охватывал нижнюю часть нерасчлененной толщи чокрак-караганского возраста

(средняя часть среднего миоцена, по неопубликованным данным А.С. Столярова и Н.И. Запорожец), перекрывающей отложения майкопской серии. Образцы из этого интервала представлены темно-серыми плотными глинами. Опробованный интервал скважины-спутника характеризовался температурами примерно 100–110°C.

Пиролитические исследования грязевулканических глин и образцов из естественных обнажений проводились на приборе HAWK Wildcat Technologies, а образцов керна Кубанской сверхглубокой скважины — на приборе Rock-Eval-6. Методика проведения Rock-Eval пироллиза и фиксации основных параметров подробно рассмотрена во многих работах [Espitalie, Bordenave, 1993; Лопатин, Емец, 1987; Гончаров, Харин, 1982; Behar et al., 2001; Дахнова, 2007 и др.].

Как видно из табл. 1, образцы из ряда грязевых вулканов отличаются малым количеством смолисто-асфальтеновых соединений и низким генерационным потенциалом керогена (пик $S_2 < 1$ мг УВ/г породы). При таких низких значениях S_2 увеличивалась погрешность определения первичных параметров пироллиза, что теоретически могло повлиять на значения расчётных параметров HI и OI , которые используются, в частности, для определения природы органического вещества и его термической зрелости. Однако в большинстве случаев экстремум пика S_2

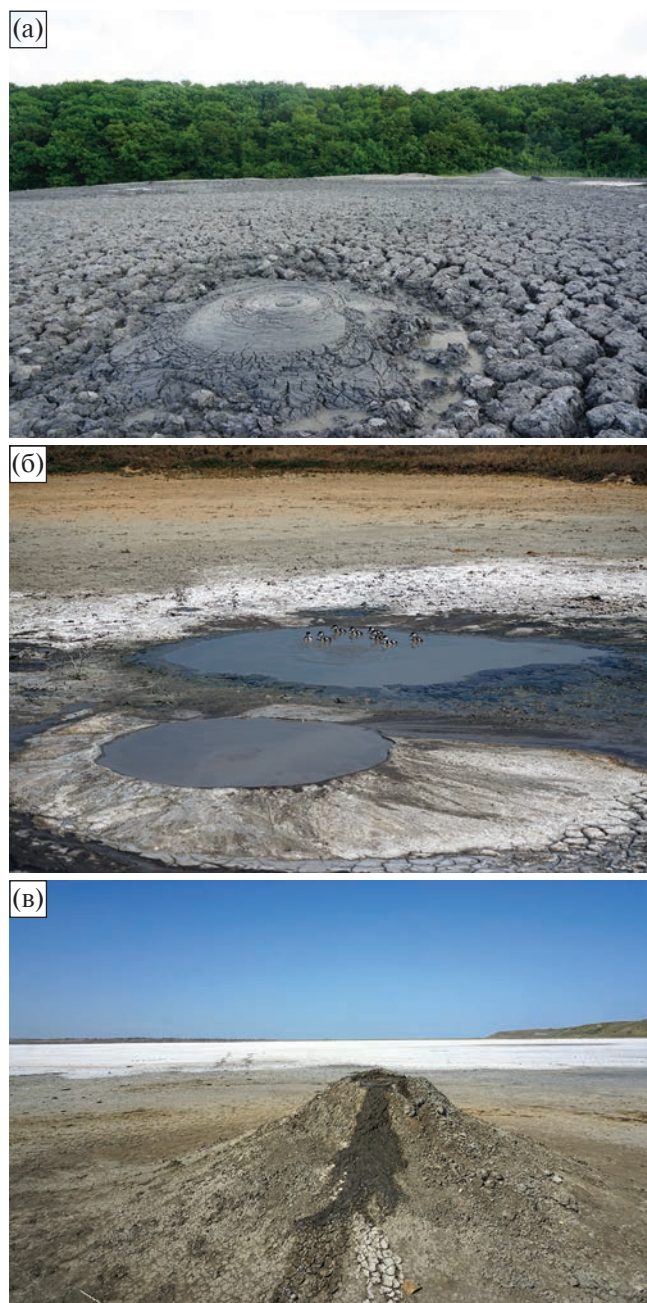


Рис. 2. Грязевые вулканы: Шуго, центральная сальза (Таманский полуостров) (а), Ольденбургского (б) и Тобечик (в) (Керченский полуостров) (фотографии авторов).

был очень хорошо выражен на пирограммах, что позволяло точно определить значение $T_{\max}$ даже при таких низких концентрациях ОВ. Повторные определения значений $T_{\max}$ в пробах, отобранных в 2015, 2019 и 2020 гг. на некоторых вулканах: Ахтанизовский, Андрусова, Тобечик, Еникальский, Бурашский, выполненные на разных приборах (HAWK и Rock-Eval-6), показали, что при

значительных вариациях параметров S2, ТОС, НI и ОI, значения $T_{\max}$, как правило, различались всего в пределах 2°C (см. табл. 1). Исключением является только проба 19–15 из вулкана Тобечик (отбор 2015 г.), которая могла содержать примесь свободных УВ (в нескольких десятках метров от места отбора пробы пульпы есть высачивания нефти), что привело к сильному занижению одного из значений $T_{\max}$.

Помимо глинистой пульпы, на вулканах из тех же сальз проводился отбор проб воды и газов. Результаты геохимических исследований этих проб (определения $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O , $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 и CO_2 и др.), координаты отбора пульпы, воды и газа, а также оценки пластовых температур формирования солевого состава грязевулканических вод, выполненные по Mg-Li-геотермометру, опубликованы в работах [Лаврушин и др., 2021, 2022]. Эти данные использовались для сопоставления с параметрами, полученными по результатам пиролитических исследований глинистой пульпы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследования грязевулканической пульпы

Проведенные пиролитические исследования показали, что значения $T_{\max}$ в исследуемых образцах изменяются в диапазоне от 425 до 441°C (см. табл. 1). На уровне средних значений вулканы Таманского и Керченского полуостровов практически не различаются, $T_{\max \text{ ср}} - 431$ и 433°C соответственно. При этом более высокие значения $T_{\max} (>435^{\circ}\text{C})$ характерны для самых крупных и/или наиболее активных вулканов Керченско-Таманской области (Шуго, Гладковский, Ольденбургского, Андрусова, Вернадского, Большой Тарханский).

Грязевулканическая пульпа большинства вулканов Таманского полуострова характеризуется значениями ТОС (общее содержание органического углерода) от ~ 1 до 2% (см. табл. 1). Только в глинистом материале из Бугазского вулкана значение ТОС достигало почти 3% .

Для вулканов Керченского полуострова, в целом характерны более низкие концентрации ТОС – от 0.5 до 1.3% . Исключением здесь является образец из вулкана Тобечик, где концентрация ТОС достигает $1.7\text{--}2.0\%$. В целом, на уровне средних значений ТОС, вулканы Таманского и Керченского полуостровов немного различаются – 1.4 и 0.9% соответственно.

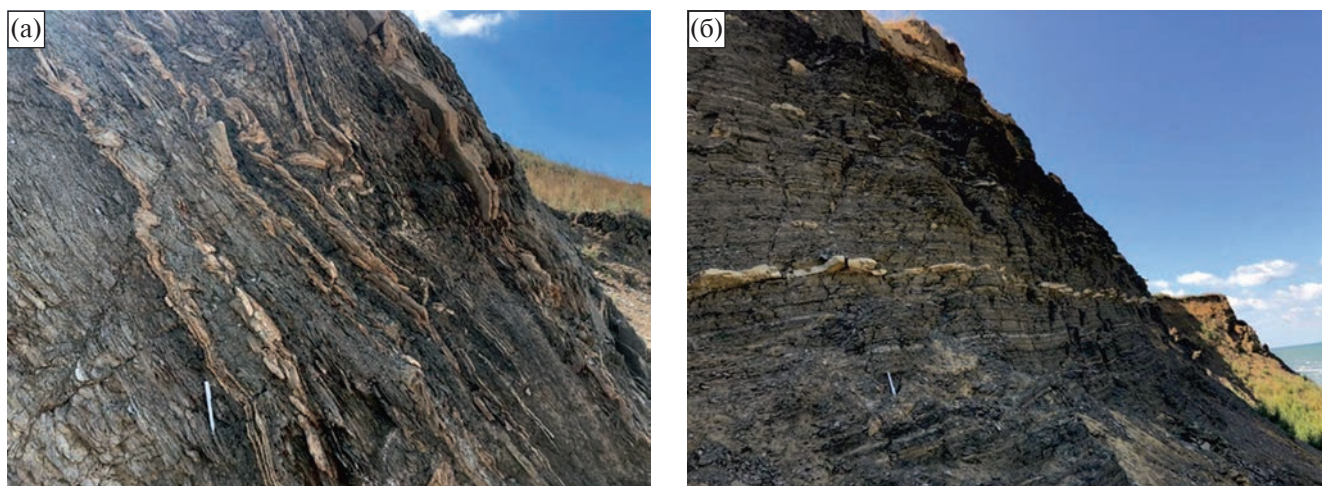


Рис. 3. Выходы пород верхней части майкопской серии в береговых обнажениях Азовского моря (Таманский полуостров).

а — мыс Ахиллеон, б — плато Ильич (фотографии М.Р. Латыповой).

При анализе таблицы также создается впечатление, что для образцов глины из самых активных вулканов Керченско-Таманской области (Шуго, Гладковский, Ольденбургского, Андрусова, Вернадского, Большой Тарханский) типичны низкие концентрации ТОС ($\leq 1\%$). Для вулканов, в которых образцы глины характеризуются относительно низкими значениями $T_{\max}$ ($< 435^\circ\text{C}$) характерны более высокие концентрации ТОС ($> 1\%$).

Впрочем, эту закономерность нарушают пробы из трех вулканов с самыми низкими значениями $T_{\max}$ ($< 430^\circ\text{C}$) (Гнилая, Борух-Оба, Бурашский). Здесь отмечены такие же низкие концентрации ТОС (от 0.6 до $\sim 1\%$), как и в более активных вулканах. Предположительно, на уменьшение содержания ТОС в пульпе отдельных вулканов могло повлиять разбавление ОВ пелитовым материалом — им покрыта поверхность вулкана Гнилая. На других вулканах (Борух-Оба и Бурашский) подобные низкие значения ТОС, скорее всего, обусловлены окислением органического вещества на поверхности земли, которое происходило на фоне очень слабого выноса глинистого материала из сальз. В последнем случае образцы глины, отобранные со стенок сальз, могли содержать примесь выветрелого глинистого материала, длительное время находящегося на поверхности земли и контактирующего с атмосферным воздухом.

В целом, представляется, что глубинные резервуары более активных вулканов (с наиболее высокими значениями $T_{\max}$ в образцах вынесенных

глин) локализованы в отложениях с низкими значениями ТОС.

Параметр S2 большинства образцов пульпы характеризуется низкими значениями (< 1.5 мг УВ/г породы). Значения более 2 мг УВ/г породы получены только для образцов из вулканов Ахтанизовский, Бугазский, Тобечик. Самым высоким значением S2 характеризуется проба, отобранная из центральной части Бугазского вулкана (7.3 мг УВ/г породы). Даже если исключить это значение из расчетов, для вулканов Таманского полуострова, величина $S2_{\text{ср}}$ все равно окажется почти в два раза выше, чем для вулканов Керчи — 0.99 и 0.48 мг УВ/г породы соответственно.

Значение водородного индекса (HI) образцов варьирует от ~ 30 до 272 мг УВ/г ТОС. Наиболее высокие значения этого параметра наблюдаются в пробах из вулканов Ахтанизовский, Бугазский и Бурашский. При сопоставлении средних значений HI, вулканы Тамани и Керчи принципиально не различаются, $HI_{\text{ср}}$ в них составляют 75 и 50 мг УВ/г ТОС соответственно.

Значения кислородного индекса (OI) изменяются в пределах от 29 до 436 мг CO_2 /г ТОС. Самые высокие OI (> 200 мг CO_2 /г ТОС) отмечены для вулканов Сопка, Ольденбургского, Вернадского (Центральное озеро), Андрусова, Еникальского, Большого Тарханского, Борух-Оба и Бурашского. Из табл. 1 видно, что для вулканов Тамани в целом характерны более низкие значения OI, чем для вулканов Керченского полуострова. Средние значения OI для них составляют 93 и 248 мг CO_2 /г ТОС соответственно.

Таблица 1. Пиролитические параметры ОВ глинистой пульпы из грязевых вулканов Керченско-Таманской области

№ обр.	Название вулкана	Пиролитические параметры*							
		S1	S2	T _{max}	S3	TOC	PI	HI	OI
Таманский полуостров									
12—19 ¹	Ахтанизовский	0.20	2.57	432	1.27	1.31	0.07	196	97
13—19	Ахтанизовский	1.10	4.86	430	1.24	1.79	0.19	272	69
5—20	Ахтанизовский	0.14	1.77	432	1.04	1.51	0.09	116	68
2—20	Гнилая, южная группа сальз	0.05	0.24	426	0.74	0.60	0.20	39	122
3—20	Сопка	0.14	1.53	429	2.89	1.40	0.09	109	206
4—20	Чушка	0.29	1.98	425	1.10	1.69	0.14	117	64
6—20	Западные Цимбалы	0.09	1.25	431	1.13	1.78	0.08	70	63
7—20	Бугазский, сальза на периферии вулкана	0.35	1.22	428	0.98	1.16	0.23	105	84
7—1-20	Бугазский, центр. сальза	1.48	7.31	428	2.90	2.98	0.17	244	97
9—20	Карabetова гора	0.06	0.70	437	0.59	1.19	0.09	58	49
10—20	Шапсугский	0.13	1.44	434	2.76	2.02	0.09	71	136
11—20	Семигорский	0.10	0.50	432	0.78	1.11	0.22	45	70
13—20	Гладковский	0.03	0.27	439	0.29	0.99	0.16	27	29
14—20	Шуго	0.04	0.33	435	0.49	1.07	0.14	30	45
15—20	Восток (Школьный)	0.06	0.84	424	1.61	1.52	0.08	55	106
18—20	Шапурский	0.08	0.86	431	2.02	1.20	0.10	71	167
13—19	Азовское Пекло (Кучугурский)	0.10	1.89	429	1.28	1.38	0.05	137	93
Керченский полуостров									
19—20	Ольденбургского	0.04	0.29	440	1.79	0.61	0.17	47	290
21—20	Сопка Вернадского (Центральное озеро)	0.06	0.44	439	1.96	0.90	0.17	48	217
22—20	Сопка Андрусова (боковая сальза)	0.11	0.18	437	1.42	0.65	0.47	27	218
4—15	Сопка Андрусова (боковая сальза)	0.06	0.73	434	2.83	0.84	0.07	87	337
19—15	Тобечик (Чонгеленский)	0.51	2.34	420	1.74	1.65	0.18	142	105
23—20	Тобечик (Чонгеленский)	0.24	1.49	430	1.46	1.98	0.14	75	73
9—15	Еникальский	0.33	1.50	430	2.32	1.29	0.18	116	180
26—1—20	Еникальский (кратерное поле)	0.13	0.29	428	2.12	0.72	0.41	39	293
27—20	Сопка Тищенко	0.07	0.52	432	1.47	1.09	0.15	47	135
28—1—20	Большой Тарханский, сальза на солончаке	0.04	0.29	441	1.76	0.52	0.12	56	341
32—20	Борух-Оба	0.07	0.24	430	2.24	0.51	0.28	46	436
16—15	Бурашский	0.62	1.90	428	1.31	1.01	0.24	188	130
34—20	Бурашский	0.09	0.61	426	2.13	0.94	0.14	64	225

Примечание. * – пиролитические параметры для таблиц 1, 2: S1 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве до 300°C в потоке гелия, мг УВ/г породы; S2 – углеводородные соединения, выделяющиеся при нагреве в интервале 300–650°C в потоке гелия, мг УВ/г породы; S3 – количество образованного в течение пиролиза углекислого газа CO₂, в мг CO₂/г породы; ТОС (Total Organic Carbon) – общее содержание органического углерода в породе, мас. %; PI – индекс продуктивности, S1/(S1 + S2); $T_{\max}$ – температура максимального выхода УВ при пиролизе керогена, °C; HI – водородный индекс S2/ТОС×100, мг УВ/г ТОС; OI – кислородный индекс S3/ТОС×100, мг CO₂/г ТОС).

¹ – во всех номерах проб последние две цифры обозначают год опробования.

*Результаты исследования образцов
глин из майкопской серии*

Образцы верхнемайкопских глин (N_1^2 тм₃) из береговых разрезов Азовского моря, характеризуются значениями ТОС от 1.3 до 2.2 мас. % (табл. 2). Самое высокое значение S2 (3.08 УВ/г породы) отмечено в одном из образцов, отобранных на мысе Ахиллеон. Среди проб из 4-метрового обнажения на мысе Тархан также присутствуют образцы с повышенными S2 (до 2.4 мг УВ/г породы) и ТОС (до 2 мас. %) которые характерны для пород средней части разреза. Значение НІ в изученных пробах варьирует от 86 до 183 мг УВ/г ТОС, а значения ОІ — от 49 до 108 мг CO₂/г ТОС.

В керне скважины С-1, характеризующей отложения чокрак-караганского возраста, визуально неотличимые от нижележащих глин майкопской серии, значения параметра ТОС изменяются от 0.1 до 2.1%, составляя в среднем 0.8 мас. %

(табл. 3). Значения НІ в изученных пробах варьируют от 14 до 181 мг УВ/г ТОС, а ОІ — от 12 до 175 мг CO₂/г ТОС. Для нижнего интервала разреза характерно закономерное уменьшение ТОС до минимальных значений. Известно [Баженова и др., 2000], что для отложений регрессивных стадий майкопского бассейна Предкавказья характерно пониженные значения ТОС. Поэтому можно предположить, что наблюдаемое уменьшение содержания органического углерода в породах маркирует тарханское регрессивное событие Паратетиса. Также отмечается уменьшение с глубиной и значений водородного индекса НІ в породах этой части. Значения T_{max} , напротив, с глубиной закономерно возрастают от ~425 до 440°C (рис. 4).

Таким образом, по большинству пиролитических характеристик ОВ отложения майкопской серии очень похожи на ОВ глинистой пульпы.

Таблица 2. Пиролитические параметры глинистых пород майкопской серии из береговых обнажений Керченского и Таманского полуостровов

№ обр.	Местонахождение разреза	S1	S2	T_{max}	S3	ТОС	PI	НІ	ОІ
1–19	Плато Ильич (обр. 1)	0.06	1.23	428	1	1.41	0.05	87	71
2–19	Плато Ильич (обр. 2)	0.06	1.46	429	0.93	1.37	0.04	107	68
3–19	Плато Ильич (обр. 3)	0.06	1.21	430	1.41	1.3	0.05	93	108
4–19	Мыс Ахиллеон	0.32	3.08	414	1.33	1.68	0.09	183	79
5–19	Мыс Ахиллеон	0.33	2.59	410	1.49	1.69	0.11	153	88
МК-15–01–1	Мыс Тархан, подошва разреза (отбор снизу вверх через 30 см)	0.02	1.16	433	0.57	1.33	0.02	87	43
МК-15–01–2	Мыс Тархан	0.01	1.06	428	0.57	1.29	0.01	82	44
МК-15–01–3	Мыс Тархан	0.01	1.15	434	0.83	1.53	0.01	75	54
МК-15–01–4	Мыс Тархан	0.01	0.92	427	1.05	1.55	0.01	59	68
МК-15–01–5	Мыс Тархан	0.02	1.60	429	0.96	1.88	0.01	85	51
МК-15–01–6	Мыс Тархан	0.02	1.17	425	1.11	1.81	0.02	65	61
МК-15–01–7	Мыс Тархан	0.02	2.21	433	0.99	1.93	0.01	115	51
МК-15–01–8	Мыс Тархан	0.10	2.38	431	0.99	2.01	0.04	118	49
МК-15–01–9	Мыс Тархан	0.18	2.35	431	1.05	2.16	0.07	109	49
МК-15–01–10	Мыс Тархан	0.03	2.13	432	0.96	1.89	0.01	113	51
МК-15–01–11	Мыс Тархан	0.03	1.86	433	1.22	1.84	0.02	101	66
МК-15–01–12	Мыс Тархан	0.02	1.39	431	0.99	1.61	0.02	86	61
МК-15–01–13	Мыс Тархан	0.01	0.78	422	1.04	1.49	0.02	52	70
МК-15–01–14	Мыс Тархан	0.01	0.32	426	1.07	0.91	0.02	35	118
МК-15–01–16	Мыс Тархан, верх разреза	0.00	0.56	448	4.14	1.00	0.00	56	414

Таблица 3. Пиролитические параметры чокрак-караганских отложений из керна скважины С-1 — скважины-спутника Кубанской сверхглубокой скважины (СГ-12000)

№ обр.	Глубина отбора, м	S1	S2	$T_{\max}$	S3	ТОС	PI	HI	OI
2	3001.1	0.03	0.38	428	0.36	0.93	0.07	41	39
4	3003.1	0.05	1.04	441	0.14	0.82	0.04	127	17
8	3009.25	0.03	0.41	431	0.39	0.77	0.06	53	51
10	3012.1	0.06	0.5	429	1.53	0.95	0.1	53	161
12	3017	0.36	3.48	423	0.65	2.1	0.09	166	31
20	3027.2	0.02	0.24	429	0.7	0.74	0.08	32	95
22	3029.2	0.12	1.67	437	0.3	1.06	0.07	158	28
24	3031.2	0.02	0.19	426	0.24	0.56	0.08	34	43
26	3033	0.09	1.27	436	0.32	1.25	0.07	102	26
28	3035.2	0.02	0.53	425	0.52	1.13	0.03	47	46
32	3039.1	0.03	0.27	432	0.45	0.85	0.09	32	53
34	3042	0.08	1.52	437	0.27	1.2	0.05	127	22
38	3045	0.02	0.23	432	0.34	0.71	0.06	32	48
42	3049	0.07	1.31	440	0.21	0.91	0.05	144	23
48	3055	0.02	0.2	431	0.39	0.67	0.1	30	58
50	3057	0.02	0.21	431	0.32	0.7	0.1	30	46
52	3059	0.03	0.35	431	0.3	0.88	0.09	40	34
56	3075	0.11	0.91	437	0.56	0.89	0.1	102	63
58	3078	0.02	0.29	431	0.55	0.86	0.06	34	64
60	3077	0.05	0.84	438	0.17	0.93	0.05	90	18
62	3080.1	0.01	0.18	434	0.31	0.7	0.07	26	44
64	3082	0.15	1.77	436	0.26	0.98	0.08	181	27
68	3086	0.06	0.93	439	0.29	1.01	0.06	92	29
76	3097	0.12	0.6	437	0.17	0.58	0.17	103	29
78	3099	0.06	0.54	440	0.37	0.63	0.1	86	59
80	3101	0.03	0.44	434	0.41	0.59	0.07	75	69
82	3103	0.09	0.98	441	0.21	0.8	0.08	122	26
84	3104.85	0.01	0.01	438	0.05	0.03	0.51	33	167
88	3108	0.04	0.18	434	0.95	0.61	0.17	30	156
90	3110.2	0.04	0.09	435	0.56	0.32	0.31	28	175
98	3118	0.09	0.1	427	0.02	0.16	0.48	62	12
100	3120.2	0.01	0.01	443	0.07	0.07	0.71	14	100

При этом последняя характеризуется такими же диапазонами значений $T_{\max}$, как и образцы керна Кубанской скважины С-1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пиролитические исследования показали, что ОВ, вынесенное на поверхность грязевыми вулканами Керченско-Таманской области в составе глинистой пульпы, обладает низкой зрелостью. Его характеристики, судя по значениям $T_{\max}$ в большинстве вулканов ($T_{\max} < 435^\circ\text{C}$),

соответствуют незрелому ОВ [Espitalié et al., 1977; Espitalié, Bordenave, 1993] (см. табл. 1). Только в наиболее крупных вулканах исследуемого региона (вулканы Шуго, Гладковский, Карабетова гора, Ольденбургского, Вернадского, Андрусова, Большой Тарханский) степень зрелости ОВ соответствует началу “нефтяного окна” ($T_{\max} 435\text{--}440^\circ\text{C}$). Сопоставление значений HI и $T_{\max}$ показывает (рис. 5), что практически все исследуемое органическое вещество, присутствующее в грязевулканической пульпе и в майкопских отложениях Керченско-Таманской области, может быть отнесено

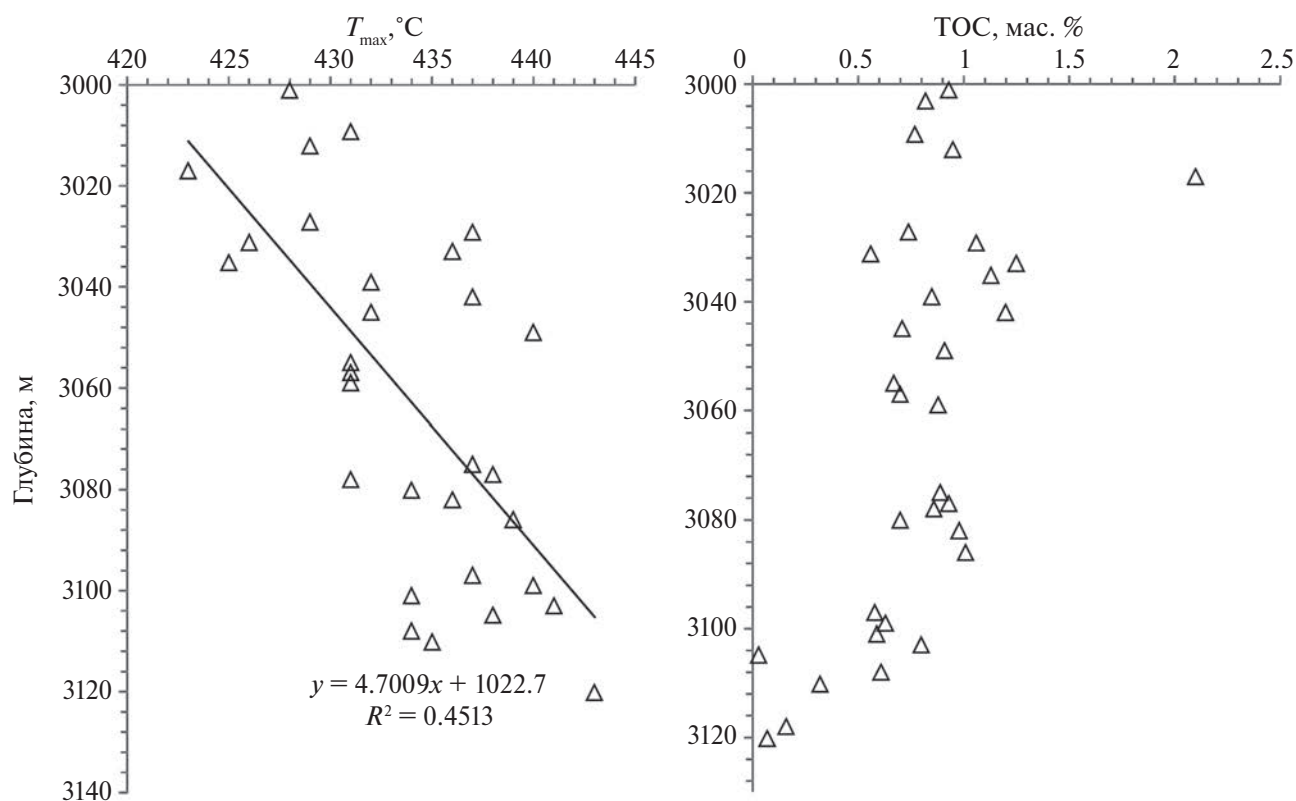


Рис. 4. Изменения $T_{\max}$ и общего содержания органического углерода (ТОС) в образцах чокрак-караганских отложений из керна скважины С-1 в зависимости от глубины отбора керна (см. табл. 3).

к керогену III типа (преимущественно континентального происхождения), который в основном еще не достиг зоны генерации нефти.

Выше при обсуждении табл. 1 было показано, что пульпа керченских вулканов отличается от пульпы таманских более высокими значениями ОI. Это также видно и на диаграмме НI–ОI (рис. 6). В поле точек таманских вулканов на этой диаграмме попадают только три керченских вулкана: Бурашский, Тобечик и Еникальский. Причина подобных различий неясна, поскольку все вулканы Керченского полуострова с высокими ОI (>180 мг $\text{CO}_2/\text{г}$ ТОС) характеризуются низкими значениями S2 (0.2–0.6 мг УВ/г породы) и ТОС (0.5–0.9 мас. %). При таком низком содержании керогена наблюдаемые различия теоретически могут быть следствием возрастания приборной ошибки измерения пиролитических параметров, используемых при расчете ОI. Вместе с тем, анализ табл. 1 показывает, что такие же низкие значения S2 (<0.8 мг УВ/г породы) часто встречаются и в образцах из таманских вулканов. Однако все они, в отличие от керченских, характеризуются более низкими значениями ОI (<122 мг $\text{CO}_2/\text{г}$ ТОС).

Повторные определения пиролитических характеристик глинистой пульпы из образцов, отобранных в разные годы (2015, 2019 и 2020 гг.) на пяти вулканах (см. табл. 1, вулканы Ахтанизовский, Андрусова, Еникальский, Тобечик, Бурашский), показали, что, несмотря на значительные вариации значений ОI (вариации достигали 30–40% от максимальной величины ОI для конкретного вулкана), они все равно отражали основные различия этого параметра, выявленные для вулканов Таманского и Керченского полуостровов. Проведенное одновременное опробование разных сальз в пределах одного вулкана (Бугазский) или разных вулканов в пределах компактной Булганакской группы (Андрусова, Ольденбургского, Вернадского, Большой Тарханский) также показало (см. табл. 1), что значения ОI здесь хорошо воспроизводятся даже при низких концентрациях ТОС и отражают различия по значениям ОI керченских и таманских вулканов.

Поэтому мы предполагаем, что выявленные различия между значениями ОI в таманских и керченских вулканах, скорее всего, адекватно отражают реальные геохимические различия

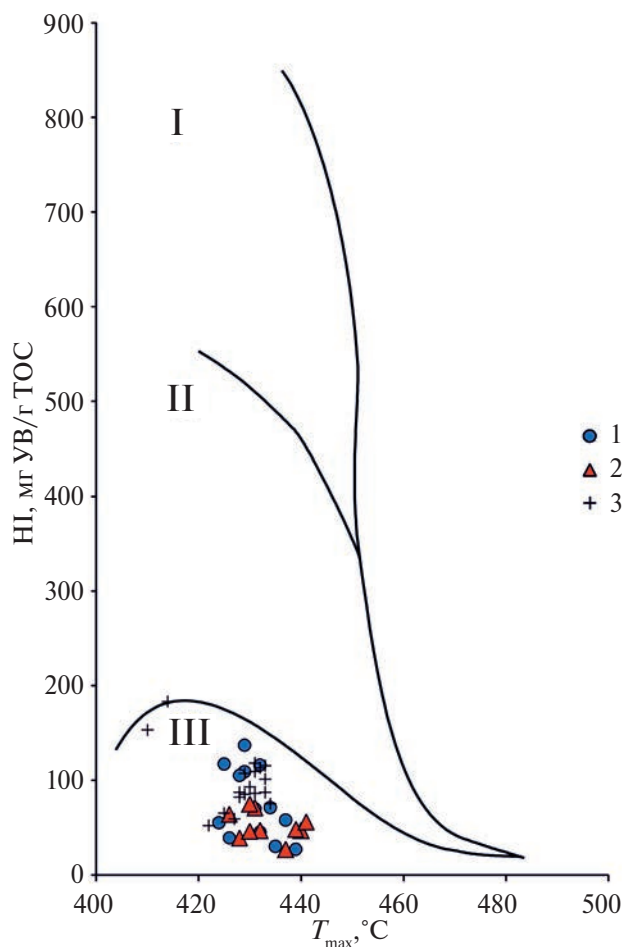


Рис. 5. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена для образцов глинистой пульпы грязевых вулканов Таманского (1) и Керченского (2) полуостровов, а также образцов пород майкопской серии из естественных обнажений исследуемого региона (3). Римские цифры (I–III) обозначают тип керогена; кривые линии показывают направления эволюции параметров $T_{\max}$ и HI для керогенов разного типа при увеличении глубины погружения осадочных толщ.

рассеянного в глинистой пульпе органического вещества.

На диаграмме HI–OI также видно (см. рис. 5, 6), что вулканы Таманского полуострова по характеристикам ОВ мало отличаются от пород майкопской серии, опробованных в береговых разрезах Азовского и Черного морей, но в большинстве случаев характеризуются более высокими значениями ОI, чем в отложениях чокрак-караганского возраста из скв. С-1. При этом органическое вещество с такими же высокими значениями ОI, как в вулканах Керченского полуострова, в исследованных нами береговых

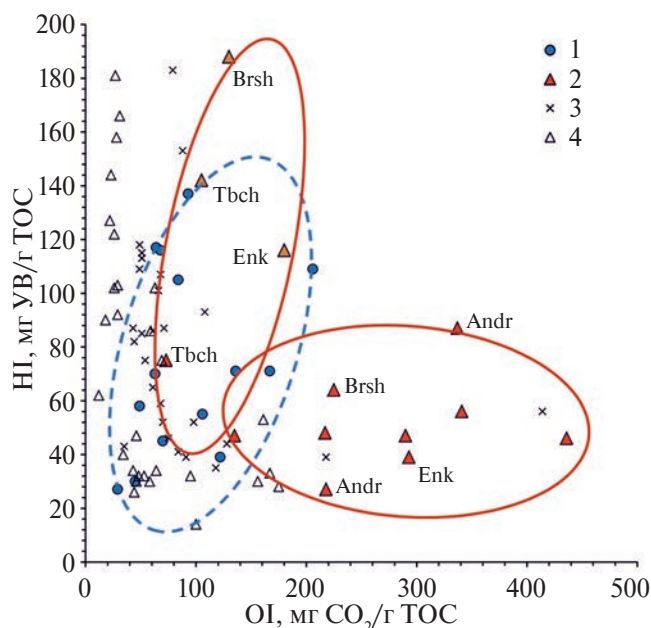


Рис. 6. Соотношение ОI и HI в органическом веществе глинистой пульпы таманских (1) и керченских (2) грязевых вулканов и отложений майкопской серии (3–4): из естественных разрезов Керченско-Таманской области (3) и керн скважины С-1 (4). Оконтулены группы точек таманских (пунктирная линия) и керченских (сплошная линия) вулканов. Вулканы: Brsh – Бурашский, Tbch – Тобечик, Enk – Еникальский, Andr – Сопка Андрусова.

разрезах отложений майкопской серии почти не встречается (см. табл. 2).

Возможно, это органическое вещество было окислено на поверхности земли. Действительно, из вулканов Сопка, Шапурский, Борух-Оба, Бурашский и Большой Тарханский почти не происходит выбросов свежей грязи. Поэтому их глинистые выбросы могут в той или иной степени подвергаться воздействию поверхностных процессов окисления.

Вместе с тем, аналогичные высокие значения ОI также характерны и для глинистой пульпы самых активных вулканов Булганакской группы (Андрусова, Ольденбургского, Вернадского). Связать высокие значения ОI с их слабой деятельностью невозможно. По-видимому, все-таки ОВ с высокими значениями ОI в выбросах вулканов Булганакской группы, могло поступать из более глубоких слоев майкопской серии, которые не были затронуты опробованием и не выходят на поверхность в естественных обнажениях Керченско-Таманской области.

Органическое вещество с подобными высокими значениями ОI было обнаружено в нескольких

образцах керна Кубанской сверхглубокой скважины (см. табл. 3). Они происходят из нижнего интервала опробования (3104–3120 м), представленного чокрак-караганскими глинами с низкими концентрациями ОВ (см. рис. 4) и соответствующего регрессивной стадии Паратетиса [Попов и др., 2010, 2023]. Аналогичные эффекты снижения содержания ОВ в морских осадках на регрессивных стадиях описаны и для олигоценовых отложений Предкавказья [Баженова и др., 2000]. Поэтому грязевулканическая пульпа керченских вулканов Булганакской группы, содержащая ОВ с высокими значениями ОI, предположительно ассоциируется с нижней частью майкопской серии, в строении которой участвуют комплексы глин, формировавшихся на регрессивных этапах развития Паратетиса [Попов и др., 2010, 2023].

Также нельзя исключить, что содержащийся в органическом веществе кислород мог в той или иной мере участвовать в процессах формирования грязевулканических газов. На возможность этого указывает отрицательная корреляция между значениями ОI керогена и $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ в грязевулканических газах (рис. 7). Особенно хорошо она выражена для вулканов Таманского полуострова (для всей выборки $R^2 = 0.5495$ и 0.6522 , если исключить данные по вулкану Сопка). Проведенные ранее изотопно-геохимические исследования водной и газовой составляющих грязевулканических выбросов показали [Лаврушин и др., 2022], что увеличение в газах концентрации CO_2 с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до $+22.8\text{‰}$) маркирует зону биodeградации углеводородов, располагающуюся в диапазоне пластовых температур от ~ 40 до $\sim 80^\circ\text{C}$. Возможность существования такой зоны в этом температурном интервале также подтверждается результатами исследования скважинных газов в крупных нефтегазоносных бассейнах [Milkov, 2011]. Снижение значений ОI на фоне роста значений $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ (см. рис. 7), вероятно, отражает потребление микроорганизмами кислорода, присутствующего в составе органических соединений. “Продуктами” этого процесса, по мнению этого автора, могут быть изотопно-тяжелая углекислота и вторичный метан. В целом, наши исследования показали, что появление газов с примесью изотопно-тяжелой CO_2 характерно для осадков, содержащих ОВ с низкими значениями ОI.

На диаграмме ОI–НI также видно (см. рис. 7), что фигуративные точки самых восточных вулканов Керченского полуострова, располагающихся вблизи побережья Керченского пролива (Еникальский и Тобечик), так же, как и на рис. 6,

попадают в поле точек таманских вулканов. Следует отметить, что по результатам исследования изотопного состава стронция в грязевулканических водах [Айдаркожина и др., 2021, рис. 1], именно эти вулканы отличаются пониженными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70887 и 0.70863) от вулканов центральной части Керченского полуострова ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.709$). Такие низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более типичны для вулканов, локализованных в центральной и западной частях Таманского полуострова. Таким образом, по условиям формирования грязевулканической пульпы и воды, эти два вулкана ближе к вулканам Таманского полуострова.

Исследование пиролитических характеристик ОВ в образцах керна скважины С-1 позволило сопоставить T_{max} с глубиной отбора керна (см. рис. 4). На рисунке видно, что даже при низких T_{max} ($420\text{--}440^\circ\text{C}$) заметна отчетливая тенденция увеличения ее значений с глубиной. В данном интервале опробования пластовая температура могла варьировать в пределах $100\text{--}110^\circ\text{C}$.

Для отложений майкопского возраста, вскрытых глубокими скважинами в Западно-Кубанском

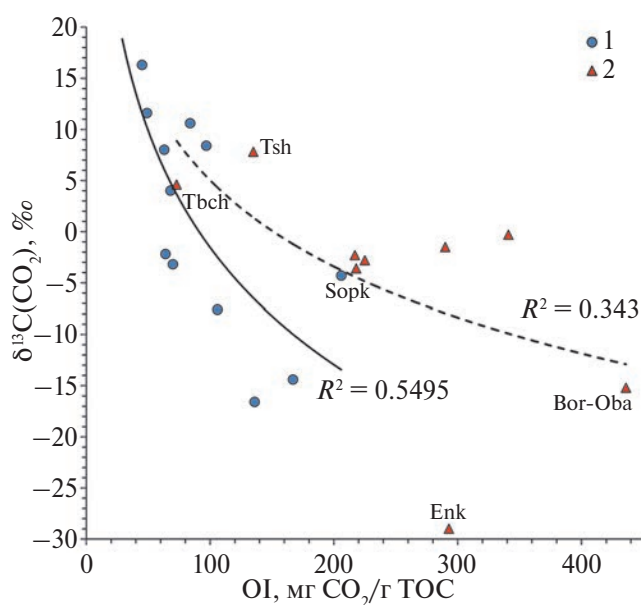


Рис. 7. Соотношение значений кислородного индекса (ОI) в органическом веществе образцов глинистой пульпы и величин $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ в газах таманских (1) и керченских (2) грязевых вулканов. Линиями показаны тренды для вулканов Тамани (сплошная) и Керчи (пунктирная). Вулканы: Sopk – Сопка, Tsch – Тобечик, Tsh – Сопка Тищенко, Enk – Еникальский, Bor-Oba – Борух-Оба. Данные по $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ приведены по [Лаврушин и др., 2022].

прогибе [Saint-Germes, 1998], в большинстве случаев также обнаруживается зависимость значений $T_{\max}$ от глубины отбора образцов (и, соответственно, от температуры в пласте) (рис. 8).

Опробование грязевулканических вод, проведенное в 2020 г. одновременно с отбором проб грязевулканических и оценки пластовых температур, выполненные по Mg-Li-геотермометру (использовались результаты химического анализа вод), дают диапазон температур от ~ 40 до 134°C [Лаврушин и др., 2021].

Между значениями $t(\text{Mg-Li})$ грязевулканических вод и $T_{\max}$ глинистой пульпы наблюдается значимая положительная корреляция (рис. 9), что указывает на тесную связь температурных условий преобразования ОВ и формирования солевого состава вод и, по нашему мнению, является

доказательством поступления глинистой пульпы и грязевулканических вод с одних и тех же уровней геологического разреза. Кроме того, эта положительная связь позволяет использовать пиролитические характеристики ОВ, содержащегося в глинистой пульпе, для оценки пластовых температур формирования грязевулканических выбросов.

Следует отметить, что выявленная зависимость $t(\text{Mg-Li}) - T_{\max}$ хорошо согласуется с ранее установленной отрицательной корреляционной связью между изотопным составом бора ($\delta^{11}\text{B}$) в глинистой фракции грязевулканической пульпы и величинами $t(\text{Mg-Li})$, рассчитанными для вод [Лаврушин и др., 2003, рис. 15; Korf et al., 2003]. Эта отрицательная связь соответствует существующим представлениям о направленности изменений изотопных характеристик бора при катагенетических преобразованиях глинистых пород. При переходе смектита в иллит происходит преимущественное удаление тяжелого изотопа бора (^{11}B) из

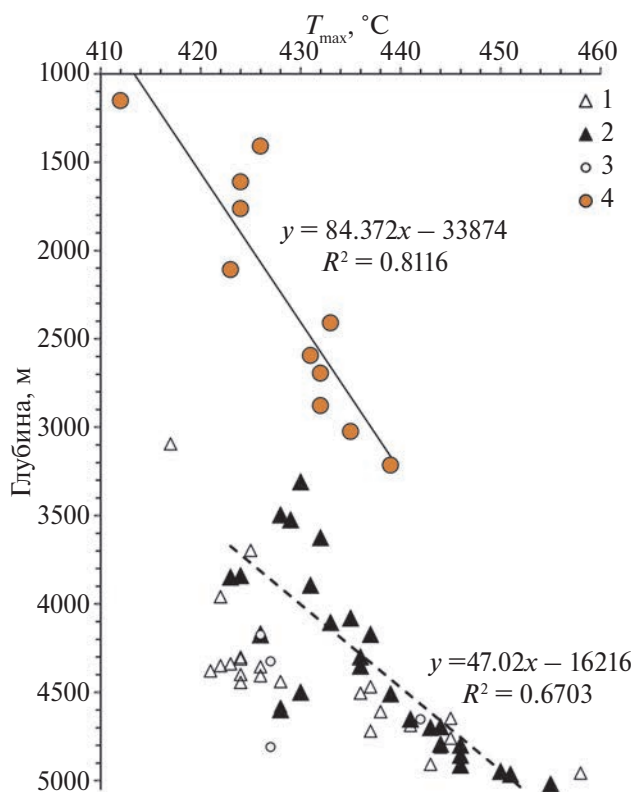


Рис. 8. Зависимость между значениями $T_{\max}$ и глубиной отбора образцов майкопской серии, вскрытой глубокими скважинами в Западно-Кубанском прогибе (построено по данным из работы [Saint-Germes, 1998]).

1–4 – образцы из разных скважин (1 – площадь Северская № 1; 2 – площадь Северская, скважины 2, 3 и 4; 3 – скважина Таманская № 2; 4 – скважина Таманская № 5). Линиями показаны тренды для скважин Северской площади (пунктирная) и для Таманской скважины № 5 (сплошная).

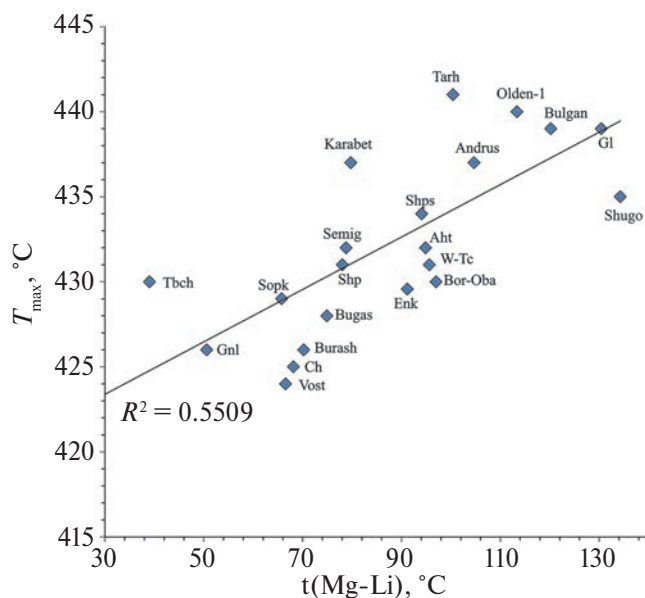


Рис. 9. Соотношение $T_{\max}$ образцов глинистой пульпы и $t(\text{Mg-Li})$ – расчетных температур формирования солевого состава грязевулканических вод.

Линией показан статистически-значимый тренд.

Вулканы: Gl – Гладковский, W-Tc – Западные Цимбалы, Shp – Шапурский, Shps – Шапсутский, Tsch – Тобечик, Sopk – Сопка, Gnl – гора Гнилая, Ch – Чушка, Vost – Восток, Burash – Бурашский, Bugas – Бугазский, Bor-Oba – Борух-Оба, Semig – Семигорский, Shugo – Шуго, Andrus – Сопка Андрусова (боковая соль), Karabet – Карабетовая гора, Bulgan – Центральное озеро (Сопка Вернадского), Olden-1 – Ольденбургское, Tarh – Большой Тарханский (соль на солончаке), Aht – Ахтанисовский, Bugas – Бугазский центральная соль, Enk – Еникальский.

обменного комплекса глин и его переход в поровые воды [You et al., 1995]. В результате, по мере роста температуры в процессе погружения осадочных толщ, значения $\delta^{11}\text{B}$ в глинах снижаются, и различия между значениями $\delta^{11}\text{B}$ в поровых водах и породах уменьшаются [You et al., 1996]. Поэтому значения $\delta^{11}\text{B}$ (так же, как и значения T_{max}) можно использовать в качестве геотермометра, отражающего температурные условия катагенетических преобразований глинистого материала в крупных осадочных бассейнах.

Обе эти зависимости ($T_{\text{max}}-t(\text{Mg-Li})$ и $\delta^{11}\text{B}-t(\text{Mg-Li})$), характеризующие три совершенно разных геохимических процесса, отражают синхронное изменение солевого состава вод (изменение концентраций Mg и Li), а также геохимических характеристик минерального и органического вещества глинистых пород с ростом пластовых температур. Существование подобных зависимостей может указывать на то, что глинистая пульпа при ее подъеме к поверхности земли не сильно загрязняется посторонним минеральным и органическим материалом, заимствованным из отложений, перекрывающих грязевулканический резервуар.

Ранее неоднократно отмечалось [Лаврушин, 2012; Лаврушин и др., 2015, 2021, 2022; Ершов, Левин, 2016; Sokol et al., 2019; Kikvadze et al., 2020], что многие изотопно-геохимические характеристики флюидных систем грязевых вулканов Кавказского региона (Керченско-Таманской и Азербайджанской областей) зависят от температур формирования грязевулканических вод, оцениваемых по Mg-Li-геотермометру. Мы сравнили полученные значения T_{max} с различными геохимическими характеристиками воды и газов, выделяющихся из тех же сальз, откуда отбирались образцы глинистой пульпы.

Грязевулканические воды Кавказского региона в большинстве случаев характеризуются довольно необычным типом солевого состава ($\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ или $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$) и высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (до +14.5‰) в воде. Эти особенности являются следствием участия в их водном балансе больших объемов дегидратационных вод, выделяющихся при перекристаллизации смектита в иллит [Лаврушин, 2012; Kikvadze et al., 2020; Лаврушин и др., 2021].

Оказалось, что пиролитические исследования ОВ дают важную дополнительную информацию, которую, например, можно использовать при анализе характеристик изотопного состава кислорода грязевулканических вод ($\delta^{18}\text{O}$). Проблема

состоит в том, что при исследовании последних существует вероятность искажения химического и/или изотопного (О и Н) состава грязевулканических вод. Это может быть следствием их смешения с посторонними водами (пресными грунтовыми, современными и древними морскими или рассольными) или за счет инсоляционного упаривания грязевулканических вод на поверхности земли (или, напротив, их разбавления дождевыми водами). Эти процессы не оказывают принципиального влияния на оценки пластовых температур по Mg-Li-гидрохимическому геотермометру [Лаврушин и др., 2021]. Однако могут существенно исказить результаты исследования изотопного состава О и Н в грязевулканических водах.

Сопоставление значений $\delta^{18}\text{O}$ и T_{max} показывает (рис. 10), что по характеру их связи исследуемые грязевые вулканы можно разделить на две группы. Одна из них аппроксимируется прямой линейной зависимостью между этими величинами. Эту группу формируют вулканы Восток, Бурашский, Бугазский, Борух-Оба, Семигорский, Шуго, Сопка Андрусова, Карабетова гора, Вернадского, Ольденбургского, Большой Тарханский. Для этих вулканов характерны воды со значениями $\delta^{18}\text{O} > +6\text{‰}$. По нашему мнению, прямая зависимость указывает на однотипные температурные условия преобразования грязевулканических вод и органического вещества глинистой пульпы. Эта группа объединяет грязевулканические воды, не измененные какими-либо посторонними процессами.

Другая группа характеризует воды вулканов со значениями $\delta^{18}\text{O} < +4.4\text{‰}$, и в этой группе зависимость между $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ грязевулканических вод и T_{max} глинистой пульпы отсутствует. Часть этой группы на графике (см. рис. 10) формируют точки вулканов, изотопный состав кислорода воды которых, по-видимому, был изменен вследствие подмешивания глубинных (вулкан Гладковский) или морских (вулкан Тобечик) вод. Результаты определения $\delta^{18}\text{O}$ в водах остальных вулканов этой группы (Шапсугский, Шапурский, Западные Цымбалы) могли быть искажены примесью дождевых вод. Отбор проб воды на этих вулканах производился из малолетних сальз или даже из сальз со стоячей водой. Поэтому изотопные характеристики воды могли быть искажены после прошедших за несколько дней до опробования дождей. Таким образом, использование результатов Rock Eval пироллиза образцов глинистой пульпы дает возможность более обоснованно выделить группу грязевулканических вод, исходный

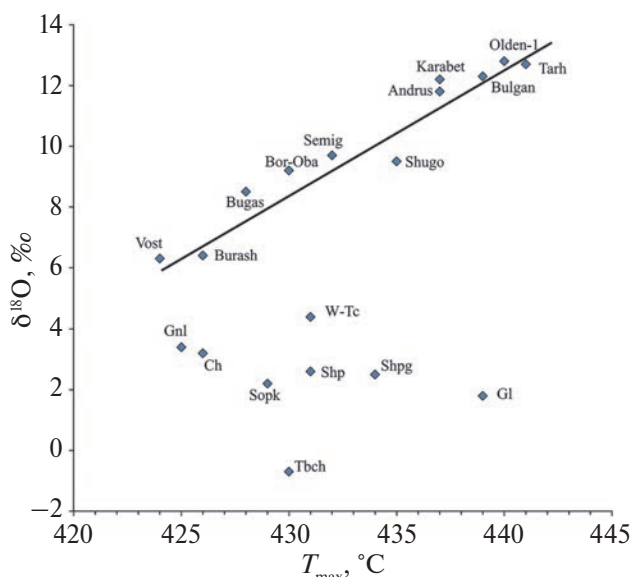


Рис. 10. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ грязевулканических вод(?) и значений $T_{\max}$ глинистой пульпы в грязевых вулканах Керченско-Таманской области. Линией показан тренд, прослеживающийся для фигуративных точек группы вулканов. Обозначения вулканов см. рис. 9.

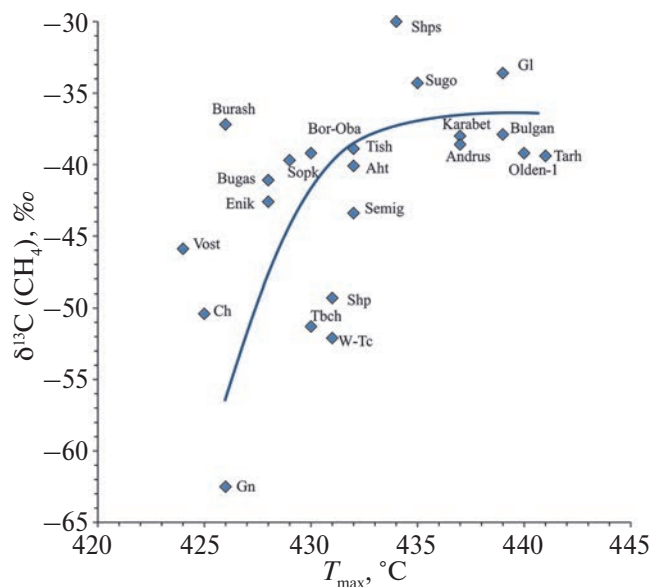


Рис. 11. Соотношение $T_{\max}$ глинистой пульпы и $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ газовой фазы грязевулканических выбросов вулканов Керченско-Таманской области. Линией показана тенденция изменения параметров. Обозначения вулканов см. рис. 9.

состав которых минимально искажен какими-либо посторонними воздействиями.

Сравнение $T_{\max}$ и значений $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в грязевулканических газах показывает (рис. 11), что при значениях $T_{\max} < 433^\circ\text{C}$ значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ меняются в широком диапазоне — от -62.5 до -37.2‰ . При более высоких значениях $T_{\max}$ глинистой пульпы, интервал значений $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ резко сужается — до -39.4‰ — -33.6‰ . Известно [Галимов, 1973; Прасолов, 1990], что значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в скважинных газах зависят от пластовых температур и постепенно увеличиваются с их ростом. Зависимость на рис. 11, очевидно, отражает именно такую тенденцию. Ранее было показано [Галимов, 1973; Galimov, 2006], что активизация процессов термодеструкции молекул ОВ происходит на средних подстадиях катагенеза — от МК₁ и выше (при температурах $>90^\circ\text{C}$), в то время как на предшествующих ранних стадиях, при более низких пластовых температурах, еще высока активность микробиальных процессов. Продуктом последних является метан с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до $\sim -90\text{‰}$), который может смешиваться с метаном, образующимся при термодеструкции ОВ. Поэтому метан в зоне перехода подстадий ПК₃—МК₁ может характеризоваться широким диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$. Схожая зависимость была обнаружена нами для вулканов Керченско-Таманской области при сопоставлении значений расчетных значений пластовых температур воды ($t(\text{Mg-Li})$) и $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в газовой фазе [Лаврушин и др., 2022]. Таким образом, соотношение значений $T_{\max}$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ отражает общую тенденцию изменения изотопных характеристик углерода метана и степени температурной преобразованности керогена глинистой пульпы по мере роста пластовых температур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные пиролитические исследования ОВ глинистой пульпы вулканов Керченско-Таманской области показали, что вариации значений $T_{\max}$ хорошо согласуются с вариациями других температурно-зависимых геохимических характеристик твердой ($\delta^{11}\text{B}$), водной ($t(\text{Mg-Li})$ и $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O) и газовой ($\delta^{13}\text{C}$ в CH_4) составляющих грязевулканических выбросов. Это может означать, что все охарактеризованные составляющие грязевулканических выбросов (глинистая пульпа, содержащая рассеянное органическое вещество и бор, вода и газы) поступают на поверхность земли примерно с одних и тех же глубин. Иными словами — глинистая, водная

и газообразная составляющие грязевулканических выбросов образуются в едином грязевулканическом резервуаре.

Наличие корреляций $t(\text{Mg-Li})$ с $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O и с $\delta^{11}\text{B}$ в глинах, а также $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 в газовой фазе с T_{max} также указывает на то, что при движении к поверхности земли глинистая пульпа минимально загрязняется органическим веществом из верхних частей геологического разреза (со стенок грязевулканического канала). Поэтому полученный комплекс данных дает основание рассматривать в первом приближении грязевулканический канал в качестве минералогически-, геохимически- и гидродинамически-изолированной системы. Впрочем, совершенно очевидно, что эта система не является идеально стерильной, но она минимально взаимодействует с флюидами, циркулирующими в верхних этажах осадочного бассейна.

В целом, это подводит теоретическую основу для исследований минерального (и органического) вещества не только в современных, но и в древних выбросах вулканов. Есть надежда, что, анализируя геологические разрезы крупных грязевулканических построек, можно в той или иной мере проследить эволюцию состава минерального, а возможно, и органического вещества, выбрасываемого грязевыми вулканами на разных хронологических этапах их деятельности.

Полученные результаты по вулканам Керченско-Таманской области позволяют также исключить из рассмотрения одну из моделей формирования грязевулканических систем [Иванов, Гулиев, 1988]. Согласно представлениям этих авторов, грязевулканическая пульпа является результатом динамического воздействия потоков газа (метана) и воды на стенки грязевулканического канала, сложенного глинистыми породами (глинами и глинистыми сланцами). Если эта гипотеза была бы верна, то мы не получили бы обсуждаемых выше зависимостей, связывающих пиролитические и геохимические характеристики всех компонентов грязевулканических выбросов.

В заключение хотелось также обратить внимание на низкие значения общего содержания органического углерода ТОС в глинистой пульпе. Это довольно странно, если рассматривать явление грязевого вулканизма и процессы нефтегазогенерации как генетически-связанные явления [Губкин, Федоров, 1938]. В этом случае можно предполагать, что поступление глинистой пульпы происходит непосредственно из

нефте-газоматеринской толщи. Однако высоких значений ТОС здесь мы не наблюдаем.

Остается предполагать, что для инициации явления грязевого вулканизма не обязательно должны быть высокие концентрации ТОС в грязевулканических резервуарах (источник метана). Надо также заметить, что метан в грязевулканических газах, вероятно, может формироваться в результате не только первичной термодеструкции керогена, но и в результате процессов биodeградации тяжелых фракций углеводородов [Milkov, 2011], мигрирующих в верхние части осадочного чехла. Признаком такого участия в формировании грязевулканических газов Керченско-Таманской области является, в частности, присутствие изотопно-тяжелой по углероду CO_2 ($\delta^{13}\text{C}$ до $+22.8\text{‰}$), высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в воднорастворенных формах CO_2 ($\delta^{13}\text{C}$ до $+38.9\text{‰}$) и низкая доля гомологов метана в составе грязевулканических газов (в большинстве вулканов сумма $\text{ТУ} \ll 1\%$) [Лаврушин и др., 1996, 2022]). Проведенные нами исследования также показали, что в этих процессах, по-видимому, могут активно участвовать и кислородсодержащие формы керогена, на что указывает обратная зависимость $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ в грязевулканических газах от значения ОI в глинистой пульпе, выявленная для вулканов Таманского полуострова (см. рис. 7).

В целом, проведенные геохимические исследования органического вещества из глинистых выбросов вулканов Керченско-Таманской области позволяют сделать следующие выводы.

1. ОВ в породах майкопской свиты и в грязевулканической пульпе относится к III типу керогена. Для глинистой пульпы большинства вулканов характерна низкая концентрация ТОС — менее 1.5–2 мас. %, которая только в отдельных вулканах достигает 3 мас. %.

2. Кероген в большинстве образцов, судя по значению T_{max} , слабо преобразован. Его зрелость часто не достигает показателей верхней температурной границы нефтяного окна: $T_{\text{max}} < 435^\circ\text{C}$. Только в наиболее крупных действующих вулканах (Карabetовский, Гладковский, Шуго, Ольденбургский, Андрусова, Вернадского, Большой Тарханский) T_{max} принимает более высокие значения — от 435 до 441°C , которые могут соответствовать самым ранним стадиям нефтяного окна.

3. Отмечено различие грязевулканической пульпы таманских и керченских вулканов по значениям индекса ОI. В сравнении с таманскими керченские вулканы характеризуются более высокими средними значениями

ОІ — 93 и 248 мг $\text{CO}_2/\text{г ТОС}$, соответственно. Сопоставление значений ОІ с $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ в грязевулканических газах показало, что уголекислота с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($>0\text{‰}$) характерна для вулканов, в которых наблюдаются более низкие значения ОІ в глинистой пульпе (<100 мг $\text{CO}_2/\text{г ТОС}$). Высказано предположение, что кислород из окисленных форм ОВ может участвовать в синтезе изотопно-тяжелой CO_2 .

4. Образцы чокрак-караганских глин, отобранные из керна скважины С-1, характеризуются тем же диапазоном значений T_{max} , что и пульпа грязевых вулканов Керченско-Таманской области. Здесь даже для небольшого опробованного интервала (от 3001 до 3120 м) была выявлена зависимость значений T_{max} от глубины отбора образцов. Аналогичные зависимости выявляются и по данным пиролитических исследований керна глубоких скважин, вскрывших отложений майкопской серии. Все это доказывает для отложений майкопской серии Западно-Кубанского прогиба чувствительность значений T_{max} к изменению пластовых температур.

5. Обнаружена связь параметра T_{max} глинистой пульпы с некоторыми температурно-зависимыми характеристиками водной ($t(\text{Mg-Li})$ и $\delta^{18}\text{O}$ в H_2O) и газовой ($\delta^{13}\text{C}$ в CH_4) составляющих грязевулканических выбросов. Она отражает общую направленность эволюции изотопно-геохимических характеристик флюидных систем по мере роста пластовых температур. Существование подобных зависимостей указывает на то, что при поступлении глинистых масс из глубинного грязевулканического резервуара к поверхности земли не происходит их существенного загрязнения органическим материалом, заимствованным со стенок грязевулканического канала.

6. В целом, полученные результаты исследования пиролитических характеристик ОВ в образцах глинистой пульпы, в частности, T_{max} и корреляции этого параметра с температурно-зависимыми характеристиками газовой и водной фаз грязевулканических флюидов дают основания считать, что формирование твердой, жидкой и газовой фаз грязевулканических выбросов происходит в едином грязевулканическом резервуаре.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность М.Р. Латыповой, Д.А. Ивановой и А.Г. Калмыкову (МГУ) за предоставление данных по разрезам Ильич и Ахиллеон, определение пиролитических характеристик ОВ в образцах глинистой пульпы и обсуждение полученных материалов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-47-00035.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Кузнецов А.Б., Сокол Э.В., Крамчанинов А.Ю. Изотопный состав стронция в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // ДАН. 2021. Т. 499. № 1. С. 19–25.
- Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Баку: Nafta-Press, 2015. 322 с.
- Баженова О.К., Боден Ф., Сен-Жермес М.Л., Запорожец Н.И., Фадеева Н.П. Органическое вещество в майкопских отложениях олигоцена Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 1. С. 56–73.
- Балакина А.А., Самулева В.И. Геологическая карта. Лист L-37-XIX, XXV масштаб 1 : 200 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.
- Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Конаевич Л.Ф., Гусев А.В. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Семигорский, сопка Андрусова, Борух-Оба // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2023. № 6. С. 34–43.
- Буюкайте М.И., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г., Киквадзе О.Е., Поляк Б.Г. Изотопные системы стронция и кислорода в водах грязевых вулканов Таманского полуострова (Россия) // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 1. С. 52–59.
- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Гончаров И.В., Харин В.С. Использование пиролиза в инертной атмосфере при исследовании органического вещества пород // Проблемы нефти и газа Тюмени. 1982. Вып. 56. С. 8–10.
- Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 44 с.
- Дахнова М.В. Применение геохимических методов исследований при поисках, разведке и разработке месторождений углеводородов // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 81–89.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Ершов В.В., Левин Б.В. Новые данные о вещественном составе продуктов деятельности грязевых вулканов Керченского полуострова // ДАН. 2016. Т. 471. № 1. С. 82–86.

- Иванов В.В., Гулиев И.С. Физико-химическая модель грязевого вулканизма // Проблемы нефтегазоносности Кавказа. М.: Наука, 1988. С. 92–102.
- Копаяевич Л.Ф., Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Гусев А.В., Калмыков Г.А., Калмыков А.Г. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевого вулкана Шуго // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2022. № 3. С. 3–16.
- Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Отв. ред. Б.Г. Поляк. М.: ГЕОС, 2012. 348 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 599)
- Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
- Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Сокол Э.В., Челноков Г.А., Петров О.Л. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 1. Геохимические особенности и генезис грязевулканических вод // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 485–512.
- Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Сокол Э.В., Челноков Г.А., Петров О.Л. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 2. Генезис грязевулканических газов и региональные геохимические тренды // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 3–27.
- Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е., Алиев Ад.А., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 1. С. 3–29.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
- Лопатин Н.П., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких и рассеянных элементов в сопочном иле грязевых вулканов Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2020. Т. 65. № 9. С. 886–910.
- Попов С.В., Патина И.С. История Паратетиса // Природа. 2023. № 6. С. 1–14.
- Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др. Коледания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. № 18(2). С. 3–26.
- Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: Распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев В.И. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской Впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Шардаров А.Н., Малышек В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. Вып. 10. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 53–66.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С., Усенко В.П., Гордиевич В.А., Юханов И.С., Щирица А.С. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова Думка, 1971. 332 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутный В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова Думка, 1986. 148 с.
- Behar F., Beaumont V., Penteado De B. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments // Oil and Gas Science and Technology. Rev. IFP. 2001. V. 56. № 2. P. 111–134.
- Colten-Bradley V.A. Role of pressure in smectite dehydration — Effects on geopressure and smectite-to-illite transformation // AAPG Bull. 1987. V. 71. P. 1414–1427.
- Espitalié J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J., Boutefeu F. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution // Rev. Inst. Français du Pétrole. 1977. V. 32. P. 23–42.
- Espitalié J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis / Ed. M.L. Bordenave // Applied Petroleum Geochemistry. Technip ed., Paris. 1993. P. 237–361.
- Galimov E.M. Isotope organic geochemistry // Org. Geochem. 2006. V. 37. P. 1200–1262.
- Kikvadze O.E., Lavrushin V.Yu., Polyak B.G. Chemical geothermometry: application to mud volcanic waters of the Caucasus region // Frontiers of Earth Science. 2020. V. 14(4). P. 738–757.
- Kopf A. Significance of mud volcanism // Rev. Geophys. 2002. V. 40(2). P. 1–52.
- Kopf A., Deyhle A., Lavrushin V. et al. Isotopic evidence (He, B, C) for deep fluid and mud mobilization from mud volcanoes in the Caucasus continental collision zone // Int. J. Earth Sci. 2003. V. 92. P. 407–425.
- Mazzini A. Mud volcanism: Processes and implications // Mar. Pet. Geol. 2009. V. 26. P. 1677–1680.
- Milkov A.V. Worldwide distribution and significance of secondary microbial methane formed during petroleum

biodegradation in conventional reservoirs // *Org. Geochem.* 2011. V. 42. P. 184–207.

Saint-Germes M. Etude sedimentologique et geochimique de la matiere organique du basin Maykopien de la Crimée a l'Azerbaïdjan // *Mémoires des Sciences de la Terre. Académie de Paris Université Pierre et Marie Curie.* 1998. 295 p.

Sokol E., Kokh S., Kozmenko O. et al. Mineralogy and geochemistry of mud volcanic ejecta: a new look at old issues (a case study from the Bulganak field, Northern Black Sea) // *Minerals.* 2018. V. 8. P. 344.

Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A. et al. Boron Fate in an Onshore Mud Volcanic Environment: Case Study from

the Kerch Peninsula, the Caucasus Continental Collision Zone // *Chem. Geol.* 2019. V. 525. P. 58–81.

You C.F., Chan L.H., Spivack A.J., Gieskes J.M. Lithium, boron, and their isotopes in sediments and pore waters of Ocean Drilling Program Site 808, Nankai Trough: Implications for fluid expulsion in accretionary prisms // *Geology.* 1995. V. 23(1). P. 37–40.

You C.-F., Spivack A.J., Gieskes J.M., Martin J.B., Davisson M.L. Boron contents and isotopic compositions in pore waters: A new approach to determine temperature-induced artifacts – geochemical implications // *Mar. Geol.* 1996. V. 129. P. 351–361.

CONDITIONS OF CLAY PULP FORMATION IN MUD VOLCANOES OF THE KERCH-TAMAN REGION ACCORDING TO THE DATA OF PYROLYTIC AND GEOCHEMICAL STUDIES

V. Yu. Lavrushin^{1,*}, A. S. Aidarkozhina¹

¹*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Pyzhevsky lane 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: v_lavrushin@ginras.ru*

The pyrolytic characteristics of dispersed organic matter were determined in clay pulp samples collected from 23 mud volcanoes of the Kerch-Taman area (Crimean-Caucasian region). It belongs to type III kerogen, and its level of change corresponds to the earliest stages of oil generation. It is also shown that the organic matter carried out by volcanoes, by its pyrolytic characteristics, is almost a complete analog of the dispersed organic matter present in the clays of the Maikop series sediments. At the same time, in comparison with the latter, the mud-volcanic pulp has a higher content of bitumoids.

The relationship between the kerogen parameter $T_{\max}$ and different temperature-dependent characteristics of the water (t(Mg-Li) and $\delta^{18}\text{O}$ in H_2O) and gas ($\delta^{13}\text{C}$ in CH_4) phases of mud volcanic emissions was found for the first time for the mud volcanic systems of the Kerch-Taman region. These dependences demonstrate that the gaseous, liquid, and solid phases of mud-volcanic emissions form in a single deep mud-volcanic reservoir and show the overall direction of changes in the composition of fluid systems with rising formation temperatures. Simultaneously, no discernible organic matter contamination of the clay pulp from the surrounding sediments or the walls of the mud-volcanic channel was found.

Keywords: mud volcanoes, Crimean-Caucasian region, pyrolytic studies of organic matter, formation water temperature

УДК 549.6:551.332.21(470.1/2)

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОЛЯРНОЙ МОРЕНЫ СУБАРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ И ЦИРКОНА

© 2025 г. Л. Н. Андреичева^{а, *}, Н. Н. Воробьев^{а, **}

^аИнститут геологии им. акад. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ Уро РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru

**e-mail: v.nikita91@mail.ru

Поступила в редакцию 03.05.2024 г.

После доработки 01.07.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Рассмотрены результаты комплексного литологического изучения верхнеплейстоценовой полярной (осташковской) морены: ее текстурно-структурные и минерально-петрографические особенности; химический состав и типоморфизм гранатов и циркона. Исследования проведены с целью выявления литостратиграфических критериев выделения морены и обоснованного расчленения и корреляции разрезов квартера. Эта морена распространена только на крайнем севере Печорской низменности, где формирует рельеф дневной поверхности. Она была изучена в нижнем течении Печоры и в береговых обнажениях рек Куи, Черной, Шапкиной. Морена характеризуется повышенным содержанием пелитовой фракции и имеет более тонкий гранулометрический состав, чем широко развитые здесь среднеплейстоценовые морены. Минералогические спектры тяжелой фракции морены на изученной территории однотипны и представлены эпидотом, гранатами, амфиболами, ильменитом, сидеритом и пиритом. Суммарное содержание пирита и сидерита составляет 20–35% при постоянном доминировании сидерита. Особенностью полярной морены является присутствие в ней единичных обломков криноидно-мшанковых известняков – руководящих пород Новоземельской области сноса, а также выдержанная ориентировка удлиненных обломков пород, указывающая на поступление обломочного материала с севера–северо-востока – из районов Пай-Хоя и Новой Земли. И только низовье р. Шапкиной перекрывалось ледниковым языком, протягивавшимся с северо-запада – из Фенноскандинавии и Северного Тимана.

Присутствие гранатов в морене связано с их поступлением из метаморфических и некоторых типов магматических пород. Преобладающая масса зерен циркона, в соответствии с величиной отношения ZrO_2/HfO_2 , происходит из магматических пород основного и кислого составов. В подчиненном количестве содержится циркон метаморфических пород.

Ключевые слова: полярная морена, гранулометрический состав, минеральная ассоциация, питающая провинция, типоморфизм и химический состав гранатов и циркона, индикаторное отношение ZrO_2/HfO_2

DOI: 10.31857/S0024497X25010054, **EDN:** CIMNVI

Наиболее дискуссионной проблемой валдая Европейской Субарктики России является определение местоположения центров оледенения, времени и границ распространения последнего покровного ледника. Результаты стратиграфического и палеогеографического изучения верхнего неоплейстоцена зачастую противоречивы, что привело к существованию в настоящее время трех палеогеографических моделей этого оледенения, подробно рассмотренных в работах [Андреичева, 2002; Андреичева и др., 2015].

Несмотря на продолжающиеся исследования и неослабевающий интерес к проблеме оледенения в позднем неоплейстоцене, ни одна из существующих моделей, по нашему мнению, не является бесспорной, и точка в решении этой проблемы пока не поставлена. Кроме того, представляется, что любые модели должны основываться на результатах изучения отложений комплексом методов, а не только на геохронометрических данных, хотя последние, несомненно, являются важной и неотъемлемой частью изучения квартера.

В соответствии с имеющимися у авторов данными многолетних комплексных исследований (литологическими, микротериологическим, палинологическим и геохронологическим методами с использованием результатов дешифрирования аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдений), в последний раз территория крайнего северо-запада Большеземельской тундры перекрывалась покровным ледником в позднем

валдае, и верхняя толща морены была отложена в полярное (осташковское, МИС-2) время 25–10 тыс. лет назад. Этот ледниковый покров продвигался предположительно до центральной части Большеземельской тундры, не доходя до широтного отрезка р. Печоры (рис. 1).

Детальное обоснование стратиграфического расчленения отложений и надежная корреляция

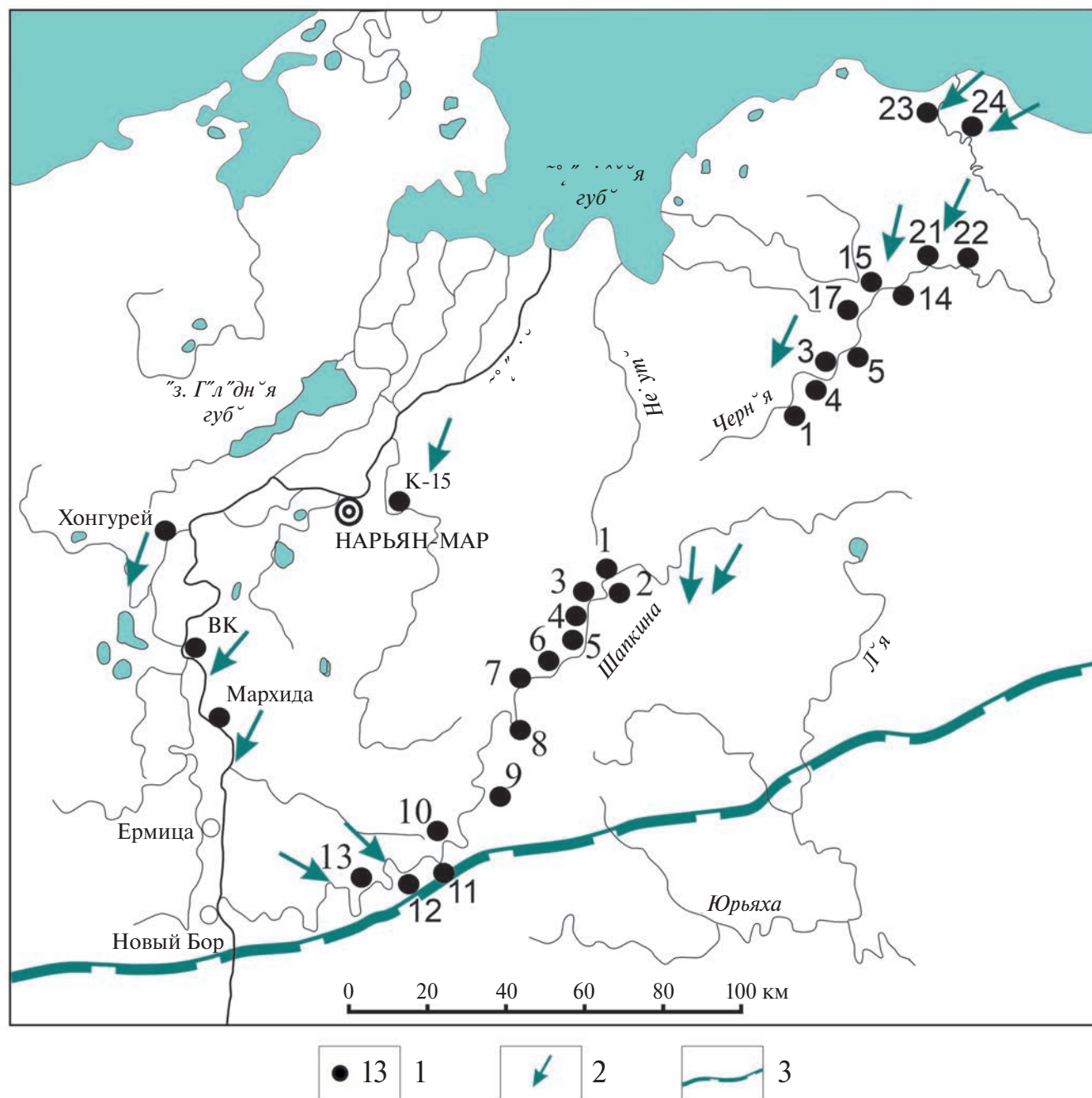


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов и ориентировка обломочного материала в верхневалдайской морене. 1 – номер обнажения; 2 – ориентировка обломков пород; 3 – граница оледенения.

необходимы для создания нового поколения четвертичных геологических карт на основе крупномасштабного геологического картирования. В этой связи требуется усовершенствование традиционных и использование новых методов и подходов в области четвертичной геологии. Впервые, с целью установления типов пород-источников сноса кластического материала, проведено изучение типоморфизма и химического состава гранатов и циркона из полярной морены.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полярная морена изучена в нижнем течении р. Печоры в обнажениях Хонгурей, Вастьянский Конь и Мархида, а также в ряде береговых обнажений в долинах рек Куи, Черной и Шапкиной. в нижнем течении Печоры и в долине р. Черной эта морена выходит на поверхность практически повсеместно и представлена темно-серым с бурым оттенком, иногда сизовато-серым неслоистым суглинком, ожелезненным по трещинам, с гравием, галькой, валунами, с обломками раковин моллюсков. Мощность полярной морены изменяется от 4 до 15 м, редко достигает 20 м. Максимальная мощность (20–22 м) наблюдается в отдельных береговых обнажениях по р. Шапкиной, где морена представлена основным и абляционным генетическими типами. Поздневалдайский покровный ледник заходил в долину р. Шапкиной двумя языками, перекрывая первым языком верхнее течение реки, а вторым — нижнее. В целом полярная морена развита ограниченно, вскрываясь лишь в этих частях долины [Андреичева, 2007].

По результатам гранулометрического анализа, детального изучения минерального состава тяжелой фракции, исследования ориентировки удлиненных осей обломков пород и их петрографического состава, проведена корреляция изученных разрезов с выходами полярного ледникового горизонта (Q_{III}^{4p}).

Гранулометрический анализ выполнялся по методике Н.А. Качинского [1958] с применением ситового метода и метода лазерной дифракции. Ситовым методом определяли фракционный состав материала гравийно-песчаной размерности. Глинисто-алевритовая фракция размером <0.1 мм исследовалась на лазерном анализаторе частиц “Микросайзер 201С” (ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). При обработке полученных результатов были рассчитаны средние диаметры зерен (d_{cp}) и коэффициенты сортировки материала (S_c). Данный

коэффициент изменяется от нуля до единицы и растет в направлении увеличения сортировки отложений: $S_c = 0$ — наихудшая сортировка отложений, тогда как $S_c = 1$ соответствует однофракционным осадкам [Белкин, Рязанов, 1972]. В соответствии с классификацией глинисто-алеврито-песчаных отложений Л.Б. Рухина [Рухин, 1969] проведено определение пород.

Минералогический анализ проводился с целью выяснения местоположения питающих ледниковых провинций. Подготовка проб для минералогического анализа выполнялась по методике М.Ф. Викуловой [Викулова, 1957]. Из двухсотграммовой навески отмывалась фракция <0.1 мм. Оставшаяся часть пробы с размером зерен >0.1 мм была подразделена на гранулометрические фракции методом ситования. Далее мелкопесчаная фракция (0.25–0.1 мм), как наиболее представительная, доступная для изучения и отражающая состав питающих провинций, как местных и транзитных, так и удаленных [Андреичева, 1992, 2002], подвергалась разделению в бромформе (плотность 2.9 г/см³), магнитной сепарации, выделенные фракции взвешивались, а затем изучались под биноклем и в иммерсионных препаратах. При необходимости уточнения диагностики, зерна минералов исследовались фотометодом [Руководство..., 1975] и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) фирмы JEOL (модель JSM-6400) в ЦКП “Наука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Петрографический анализ валунно-галечно-го материала морены и замеры ориентировки осей удлиненных обломков пород выполнялись в полевых условиях. В случае затруднений при определении состава пород, обломки отбирали и изучали в петрографических шлифах. Для получения достоверных данных и корректной последующей статистической обработки изучался петрографический состав валунно-галечного материала размерностью >3 см из объема породы 0.25 м³ (более 100 образцов) и проводились замеры ориентировки удлиненных обломков пород (не менее 50 образцов) в каждой точке наблюдения.

Для сопоставления моренных горизонтов по петрографическому составу все обломки пород, в соответствии с методикой А.И. Гайгаласа (1979), были подразделены на пять крупных петрогенетических групп.

I — палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты, типичные для Новой Земли, Пай-Хоя и Полярного Урала;

II — палеозойские светло-серые и белые известняки, слагающие гряды Чернышева;

III — юрские и нижнемеловые песчано-глинистые породы, подстилающие отложения квартера в северной части Печорской низменности;

IV — терригенные породы перми и триаса, залегающие под четвертичными осадками в бассейне средней Печоры (южнее г. Печоры), а также развитые в предгорьях западного Урала;

V — магматические и метаморфические породы Фенноскандинавии, Тиманского кряжа и Урала.

Породы, объединенные в III и IV группы, являются либо местными, либо транзитными, а породы, слагающие группы I II и V, поступали в район исследования из удаленных источников сноса обломочного материала.

Типоморфные особенности и химический состав гранатов и циркона изучались в мелкочесчаной фракции (0.25–0.1 мм) в ЦКП “Наука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Минералы исследовались микрозондовым рентгено-спектральным методом на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm² (EDS) Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм, область возбуждения до 5 мкм, время накопления ~600000 импульсов, вакуум 0.02 Па. Калибровка производилась по кобальтовому стандарту (оператор Е.М. Тропников).

Для получения катодоллюминесцентного изображения кристаллов циркона был использован СЭМ Thermo Fischer Scientific Axia ChemiSEM с выдвижным детектором катодоллюминесценции RGB, с диапазоном обнаружения длин волн — 350–850 нм.

При отборе под биноклем гранаты сначала подразделялись на цветовые группы, а затем было дано описание их морфологических признаков. Далее, для определения химического состава и его пересчета на минеральный состав, каждое минеральное зерно анализировалось микрозондовым методом в СЭМ.

Индикаторное соотношение ZrO_2/HfO_2 в цирконе использовалось для диагностики пород, за счет которых формировались морены, и для определения местоположения питающих ледниковых провинций, поскольку содержание гафния в минерале некоторые исследователи [Ляхович и др., 1992а; Осовецкий, 2001] связывают с материнскими породами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гранулометрический состав

В береговых обнажениях нижней Печоры (Хонгурей, Вастьянский Конь, Мархида) и в долине р. Куи полярная морена представлена валунными суглинками, супесями и глинами. Гранулометрический состав морены изменчив как на площади, так и в разрезе (рис. 2), что обусловлено неоднородным составом подстилающих отложений, за счет которых она формировалась.

В обнажении Хонгурей на гравийно-песчаную фракцию приходится 24%, алевроитовую — 40%, глинистую — 36%. в обнажениях Вастьянский Конь и Мархида содержания гравийно-песчаного, алевроитового и глинистого материала близки и соответственно составляют в среднем 29, 32 и 39%. Степень сортированности морены низкая ($S_c = 0.19–0.24$), средний диаметр (d_{cp}) колеблется в пределах 0.004–0.037 мм. В бассейне р. Куи полярная морена, залегающая на морских сулинских песках, имеет более грубый гранулометрический состав и сложена слабосортированной супесью ($S_c = 0.19$, $d_{cp} = 0.036$ мм) с суммарной карбонатностью 5.3%. Соотношение гравийно-песчаной, алевроитовой и глинистой фракций соответственно составляет 37, 37 и 26%, с невысоким содержанием (до 2%) крупнообломочного материала.

В долине р. Черной эта морена развита практически повсеместно. Являясь рельефообразующей, она слагает водораздельную поверхность, верхнюю часть береговых обнажений, а иногда весь береговой обрыв. Представлена преимущественно темно- и сизовато-серыми неслоистыми глинами с небольшим количеством крупнообломочного материала (до 4–5% от объема породы) и с обломками раковин моллюсков. Количество гравийно-песчаной фракции в среднем невелико (19%), но наблюдается увеличение содержания этой фракции в морене вниз по течению реки. Так, в береговых обнажениях Ч-1–Ч-17 (табл. 1) оно составляет 10–15%, тогда как ниже устья р. Сыхыдьярхья ($N 68^{\circ}02'55.5''$, $E 56^{\circ}05'51.4''$) увеличивается до 22–31% за счет сокращения (почти на 15%) алевроитовой составляющей. Содержание алевроитовой и глинистой фракций соответственно 40 и 41%, при низкой степени сортировки ($S_c = 0.19$) и среднем диаметре зерен (d_{cp}) 0.017 мм. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, составляет 6.2%. Однако в отдельных образцах полярной морены приустьевое

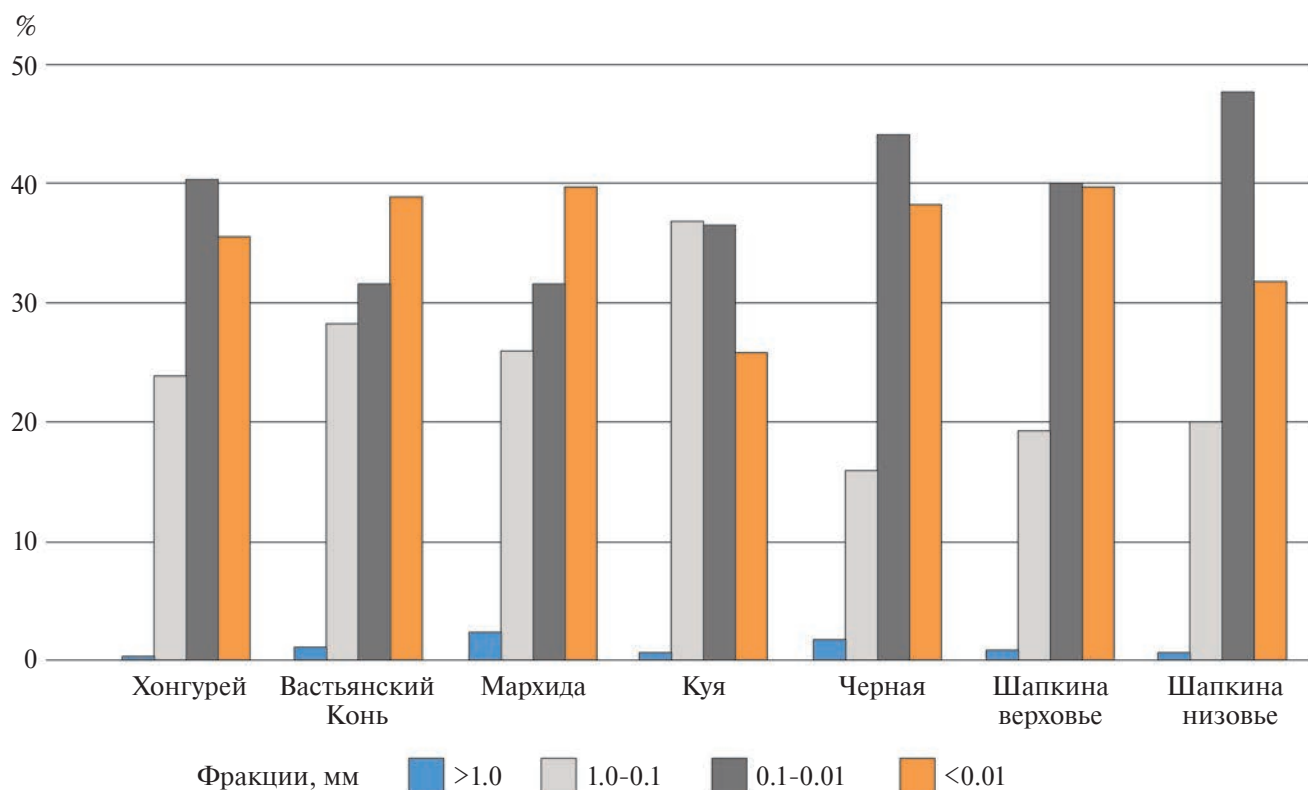


Рис. 2. Гранулометрический состав полярной морены в исследованных разрезах на северо-западе Печорской низменности.

Таблица 1. Гранулометрический состав полярной морены в долине р. Черной

№ обн.	Карбонатность, %	Содержание фракций, %, размер, мм				Средний диаметр, d_{cp} , мм	Коэффициент сортировки, S_c
		>1.0	1.0–0.1	0.1–0.01	<0.01		
Ч-1/2	5.8	1.1	12.7	45.7	40.6	0.014	0.15
Ч-7	6.7	0.9	11	44.4	43.7	0.014	0.17
Ч-3	5.6	1.8	13.5	47.9	36.8	0.018	0.15
Ч-5/2	6.3	1	11.2	48	39.8	0.016	0.26
Ч-17	6.1	1.2	9.1	47	42.7	0.014	0.19
Ч-21	5	2.7	26.3	37.6	33.4	0.023	0.12
Ч-22	5.9	2.9	28	38.7	30.5	0.026	0.23
Ч-23	8.8	3.1	21.9	34.8	40.2	0.021	0.19
Ч-24	5.9	1.5	20.4	16.3	61.8	0.011	0.26

участка реки (обн. Ч-23) отмечается высокая суммарная карбонатность (до 10–15%).

На р. Шапкиной полярная морена развита не повсеместно, а лишь на участках в верхнем и нижнем течении реки, где вскрывается в обнажениях 1–4 и 12–13 (см. рис. 1). Представлена суглинками, гранулометрический состав которых несколько различается соотношением пелитовой и алевритовой фракций (табл. 2). Количество

гравийно-песчаной фракции невелико и составляет в среднем 20%. Суммарная карбонатность морены несколько повышена – 6.9–8.4%, средний диаметр зерен (d_{cp}) – 0.017–0.019 мм, коэффициент сортированности S_c имеет низкие значения – 0.18–0.19.

Наиболее тонкий гранулометрический состав полярная морена имеет на побережье Баренцева моря, что следует связывать с ее формированием

Таблица 2. Гранулометрический состав полярной морены на северо-западе Печорской низменности

Местоположение разрезов	Карбонат- ность, %	Содержание фракций, %, размер, мм				Средний диаметр, d _{ср} , мм	Коэффициент сортировки, S _c
		>1.0	1.0–0.1	0.1–0.01	<0.01		
Хонгурей	6.6	0.2	23.7	40.5	35.7	0.019	0.19
Вастьянский Конь	6	1	28.2	31.8	39	0.016	0.22
Мархида	4.9	2.4	26	31.7	39.9	0.019	0.24
Куя	5.3	0.7	36.9	36.7	25.7	0.036	0.19
Черная	6.9	1.7	16	44.2	38.2	0.018	0.19
Шапкина верховье	8.4	0.8	19.4	40	39.9	0.017	0.18
Шапкина низовье	6.9	0.7	19.9	47.7	31.7	0.019	0.19

за счет глинистых алевритов с ленточной слоистостью, которые морена обычно перекрывает.

Минеральный состав мелкопесчаной фракции

Для выявления особенностей минерального состава, характерных для полярной морены и являющихся диагностическими при установлении ее возрастной принадлежности, основное внимание было уделено доминирующим в тяжелой фракции минералам: ильмениту, эпидоту,

амфиболам, гранатам, пириту и сидериту, в отдельных случаях были отмечены также повышенные концентрации титановых (рутил, титанит, лейкоксен) и метаморфических минералов (ставролит, силлиманит, кианит).

На нижней Печоре, в обнажениях Хонгурей, Вастьянский Конь, Мархида и в долине р. Куи, выход тяжелой фракции (ВТФ) полярной морены довольно значителен и составляет от 0.68 до 1.08% (табл. 3).

Таблица 3. Минеральный состав тяжелой фракции полярной морены на северо-западе Печорской низменности

Местоположение разрезов	Хонгурей	Вастьянский Конь	Мархида	Куя	Черная	Шапкина	
						верховье	низовье
ВТФ, %	0.71	0.68	1.08	0.70	0.64	0.64	0.60
Ильменит	5.8	6	9.1	6.3	3.7	4.4	6.7
Эпидот	21.7	26.9	27.1	20.8	18.9	23.3	22.2
Амфибол	15.6	12.1	7.4	13.6	11.1	10.7	12.7
Гранаты	17.7	20.4	16.8	18	13.8	17.3	14.8
Пирит	6.3	5.1	6	7.7	10.1	5.9	10.2
Сидерит	6.5	9.6	14.4	13.1	23.8	16.7	13.3
Циркон	1.2	1.5	1.5	0.8	0.8	5.7	3.8
Рутил	0.6	0.5	0.7	1	0.3	0.5	0.4
Титанит	2.7	2	1.8	3.2	1.7	1.6	3.3
Лейкоксен	2.3	3	2.4	2.3	2	2.7	3.5
Группа титановых минералов	5.6	5.5	4.9	6.5	3.9	4.3	7.2
Кианит	3.0	4.3	6.4	1.9	2.2	2.3	1.8
Ставролит	0.4	0.7	0.6	0.6	0.9	0.2	0.5
Силлиманит	0.0	0.1	0	0.0	0.1		
Группа метаморфиче- ских минералов	3.4	5.1	7	2.5	3.2	2.5	2.3
Турмалин	0.9	1.2	1.8	0.8	1.2	0.7	1.3
Апатит	4.3	2.4	0.4	3.9	1	1.1	1.9
Пироксен	5.9	1.2	1.8	2.3	1.3	1.8	2.4
Лимонит	2.7	1.1	0.6	0.2	4.1	1.8	0.5

Самое высокое содержание тяжелых минералов (1.08%) установлено в морене обн. Мархида. В морене обн. Хонгурей они образуют амфибол (15.6%)—гранат (17.7%)—эпидотовую (21.7%) минеральную ассоциацию. Практически в равных долях в тяжелой фракции содержатся пирит и сидерит, суммарное их количество не превышает 13%. Подобная ассоциация характерна и для полярной морены в обн. Вастьянский Конь. Здесь доминируют эпидот (26.9%), гранаты (20.4%) и амфиболы (12.1%), содержание сидерита составляет 9.6%. В обн. Мархида тяжелые минералы морены слагают сидерит (14.4%)—гранат (16.8%)—эпидотовую (27.1%) ассоциацию — такую же, как и в полярной морене других районов крайнего севера региона. Основное различие связано с заметно повышенным содержанием ильменита (до 9.1%) и метаморфических минералов (до 7%), тогда как концентрация амфиболов, напротив, понижена до 7.4%. В разрезах р. Куи тяжелые минералы представлены эпидотом (20.8%), гранатами (18%), амфиболами (13.6%) и сидеритом (13.1%), количество пирита составляет 7.7%, ильменита — 6.3%, содержание апатита повышено до 3.9%.

В долине р. Черной средний выход тяжелых минералов в морене составляет 0.67%, они слагают амфибол (11.3%)—пирит (10.4%)—гранат

(15.4%)—эпидот (16.9%)—сидеритовую (20.2%), минеральную ассоциацию с повышенной концентрацией ильменита (8–12%) в ряде разрезов ниже устья р. Сыхыдыръяха (обн. 21–24). Для морены всей долины р. Черной характерно самое высокое на северо-западе Печорской низменности суммарное содержание пирита и сидерита (22–46.2%), в среднем составляющее 31%, при доминирующей роли сидерита.

В бассейне р. Шапкиной выход тяжелых минералов в морене изменяется от 0.50 до 0.81%, и в самом верхнем течении реки уменьшается до 0.21%. Минеральный состав тяжелой фракции полярной морены в верховье р. Шапкиной и в нижнем ее течении характеризуется сходством (рис. 3). Связано это, скорее всего, со стабильным минеральным составом подстилающей вычегодской морены, оказывающим существенное влияние на образование полярной морены. Тяжелые минералы, так же как в морене из обнажений по р. Черной, образуют амфибол (11.5%)—сидерит (14.8%)—гранат (16.1%)—эпидотовую (23.2%) минеральную ассоциацию. Суммарное количество пирита и сидерита в тяжелой фракции здесь ниже (22.4%), чем в полярной морене долины р. Черной, но преобладающая роль сидерита над пиритом сохраняется.

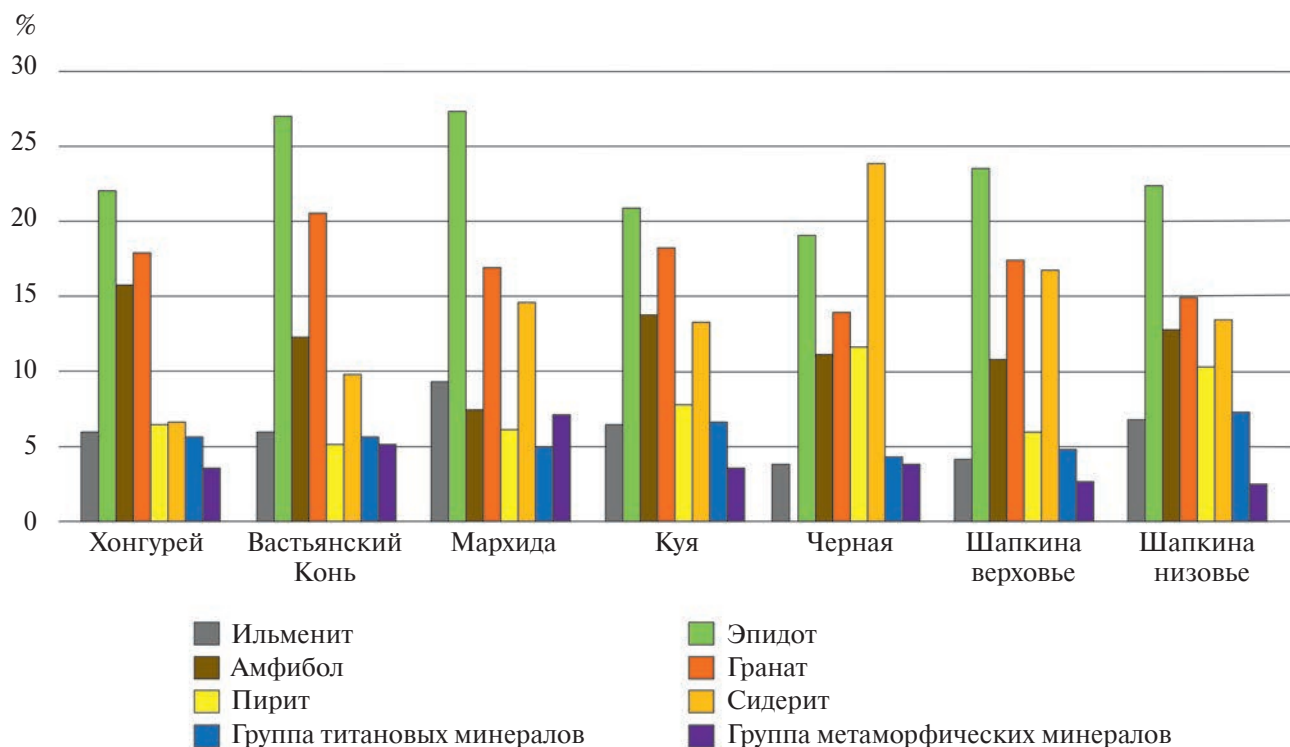


Рис. 3. Минеральный состав тяжелой фракции полярной морены на северо-западе Печорской низменности.

По минеральному составу тяжелой фракции полярной морены на территории исследований можно предположить, что он формировался за счет поступления терригенного материала из районов Пай-Хоя—Новой Земли, а в нижнем течении р. Шапкиной — из Фенноскандинавской питающей провинции.

Петрографический состав

Отложения поздневалдайского оледенения, в систему которого входили два крупных ледниковых покрова: Фенноскандинавский и Новоземельский, формировались за счет материала двух терригенно-минералогических провинций [Структура..., 1977]. На большей части территории исследований удлиненные обломки пород в морене ориентированы с севера-северо-востока (350° – 60°), а особенности ее вещественного состава свидетельствуют о поступлении материала со стороны Пай-Хоя—Новой Земли и, вероятно, шельфов Баренцева и Карского морей. В отдельных разрезах, в частности, в низовье р. Шапкиной, формирование этой морены связано с Фенноскандинавией, что подтверждается ориентировкой обломков пород с запада—северо-запада в секторе 270° – 320° и довольно четко отражается и в петрографическом составе валунно-галечного материала.

В составе крупнообломочного материала полярной морены содержатся обломки пород Пай-Хой—Новоземельской питающей провинции: палеозойские темно-серые и черные известняки

и доломиты, а также эпизодически отмечаемые валуны руководящих пород этой провинции — мраморовидных розовых криноидно-мшанковых известняков ордовик-раннесилурийского возраста, коренные выходы которых известны на Северном острове архипелага Новая Земля (рис. 4).

В составе морены из обнажений нижней Печоры около половины всех обломков (48–49%) представлены известняками и доломитами, различия касаются только соотношения темно- и светлоокрашенных разностей карбонатных пород (рис. 5).

Обломки пород в морене ориентированы с северо-востока на юго-запад по азимуту 25° – 50° (см. рис. 1), что с учетом присутствия в петрографическом составе криноидно-мшанковых известняков, свидетельствует о связи полярной морены с Пай-Хой—Новоземельским центром оледенения.

В долине р. Куи среди крупных обломков пород, содержащихся в полярной морене, также преобладают карбонатные породы, составляя 46.3%, при этом почти две трети — 30.8%, приходится на долю палеозойских темно-серых и черных известняков и доломитов. Морена характеризуется здесь довольно хорошо выраженной однонаправленной ориентировкой удлиненных обломков, что наблюдается уже при полевых наблюдениях в разрезах. Ориентировка обломочного материала в морене с севера—северо-востока на юг—юго-запад в секторе 10° – 30° указывает



Рис. 4. Валун мраморовидных криноидно-мшанковых известняков — руководящих пород территории архипелага Новая Земля.

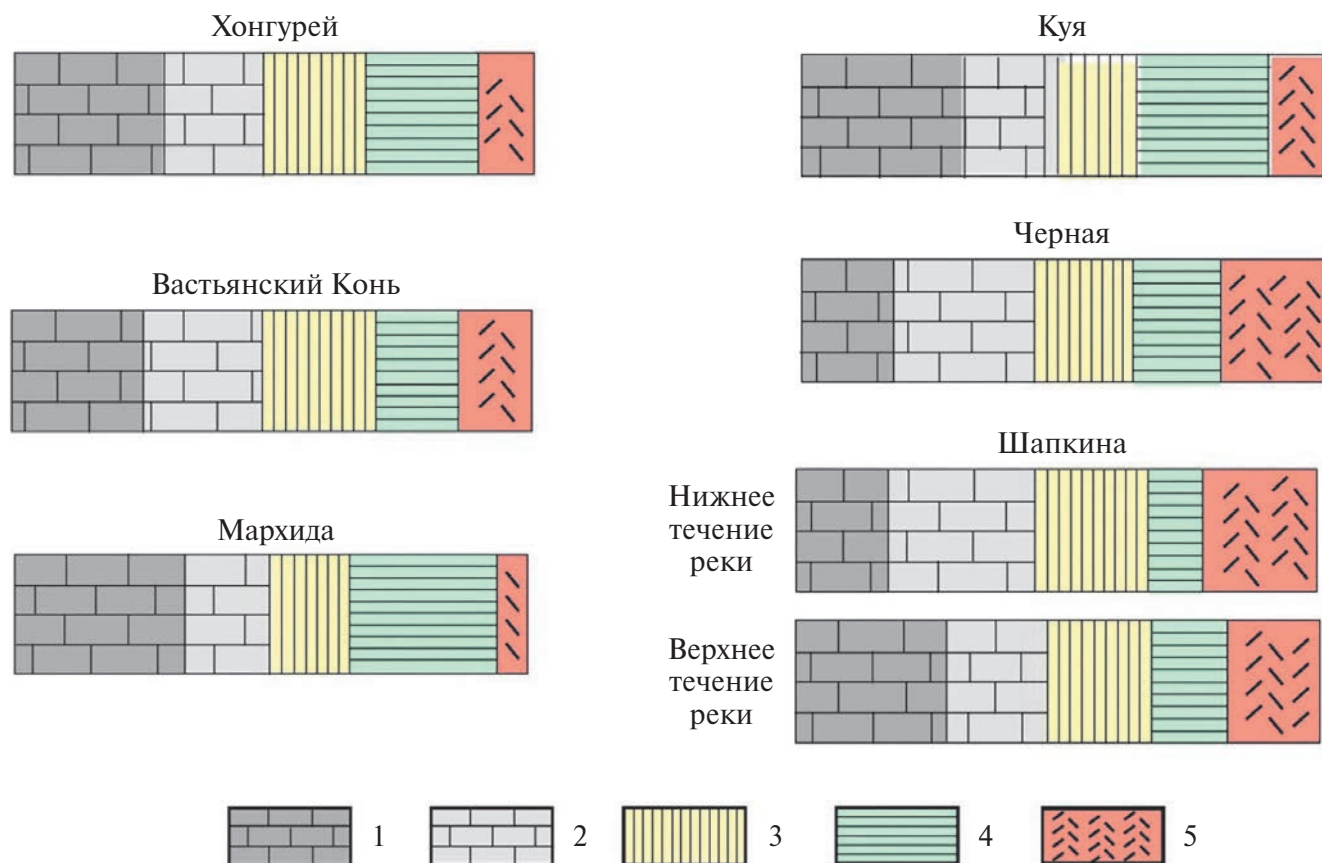


Рис. 5. Петрографический состав крупнообломочного материала в полярной морене исследованных разрезов на северо-западе Печорской низменности.

1 – темно-серые и черные известняки и доломиты; 2 – светло-серые и белые известняки; 3 – юрские и нижнемеловые терригенные породы; 4 – терригенные породы перми и триаса; 5 – магматические и метаморфические породы.

на поступление его со стороны Пай-Хоя–Новой Земли.

В береговых обнажениях верхнего и среднего течения р. Черной петрографический состав валунно-галечного материала полярной морены характеризуется высоким (до 50%) содержанием карбонатных пород, а в этой группе – значительной долей (31–34%) светлоокрашенных известняков, особенно в нижней части субширотного отрезка реки в обнажениях 21 и 22 (см. рис. 1). Светлоокрашенные карбонатные породы составляют 27–34% от количества всех обломков, содержащихся в морене, в юго-западном направлении (вверх по течению реки) доля их уменьшается до 15–20%. Здесь так же, как и в низовье Печоры, в составе крупнообломочного материала морены присутствуют руководящие валуны с Новой Земли. Основное направление ориентировки удлиненных обломков пород в полярной морене с севера (350°–20°) подтверждает ее связь с Пай-Хой–Новоземельским центром оледенения.

Полярная морена в долине р. Шапкиной распространена ограниченно. Покровный ледник перекрывал долину двумя языками: первый – область верхнего течения реки до устья р. Вэ-нию (N 67°30'52.8", E 54°43'50.3"), второй – ее низовье. В морене верхнего течения р. Шапкиной ориентировка удлиненных обломков с северо-северо-востока по азимуту 350°–40° показывает, что образующий ее материал поставлялся со стороны Пай-Хоя–Новой Земли и, возможно, шельфов Баренцева и Карского морей. Нижнее течение реки в полярное время перекрывалось Фенноскандинавским ледником, о чем свидетельствует ориентировка обломков пород на восток–юго-восток по азимуту 90°–140°. Это подтверждается и петрографическим составом крупнообломочного материала: в верхнем течении реки в морене постоянно отмечаются валуны новоземельских криноидно-мшанковых известняков, тогда как в морене на участке нижнего ее течения встречаются обломки северотиманских

базальтов с агатами. И в верховье р. Шапкиной, и в ее низовье в морене отмечается повышенное (47%) содержание обломков карбонатных пород. Но в верхнем течении реки преобладают темно-серые и черные известняки и доломиты, на которые приходится 28% обломков, тогда как в нижнем — столько же (28%) составляют обломки светлоокрашенных карбонатных пород.

Типоморфные особенности гранатов и циркона

Типоморфные особенности гранатов и циркона из полярной морены долин рек Куи и Черной и химический состав этих минералов были детально изучены для подтверждения местоположения центров оледенения в позднем валдае, установленных на основе литостратиграфических данных, а также для возможности расчленения и корреляции верхнеледникового разреза. Предполагалось, что типоморфные характеристики и химический состав этих минералов в Фенноскандинавской и Пай-Хой–Новоземельской питающих ледниковых провинциях различны, что поможет связать формирование полярной морены с определенными центрами оледенения.

В тяжелой фракции морены содержание гранатов 20–25%. Присутствие зерен гранатов связано с их поступлением из метаморфических и некоторых типов магматических пород. В породах, предполагаемых в качестве источников обломочного материала, содержатся гранаты различного химического состава. Например, для метаосадочных пород, таких как гранат-слюдяные кристаллические сланцы, характерны богатые

железом гранаты, а для амфиболитов и голубых сланцев, ассоциирующих с эклогитами, — гранаты с высоким содержанием Mg и Ca [Бадида и др., 2020a].

Минеральный состав исследованных зерен гранатов из полярной морены долин рек Куи и Черной, показан на рис. 6. Гранаты относятся к двум цветовым группам: первой — оранжевые зерна и второй — розовые зерна. Для каждой группы характерны вариации содержаний MgO, FeO, MnO и CaO.

В морене долины р. Куи гранаты первой цветовой группы представлены среднеокатанными зернами. Для гранатов второй цветовой группы характерны остроугольные и плохо окатанные обломки. Зерна оранжевых гранатов имеют следующие составы: гроссуляр-альмандин, спессартин-гроссуляр-альмандин, гроссуляр-спессартин-альмандин. В них довольно высоки содержания спессартинового (до 33%) и гроссулярового (до 32%) минералов. Во второй группе преобладает гранат состава пироп-альмандин, причем содержание пиропового минерала достигает 41.5%. На треугольной диаграмме Н.В. Соболева [1964] фигуративные точки гранатов первой цветовой группы с повышенным содержанием гроссулярового компонента сконцентрированы преимущественно в полях гранатов из метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой фаций, а второй цветовой группы — тяготеют к полям гранатов из пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (см. рис. 6).

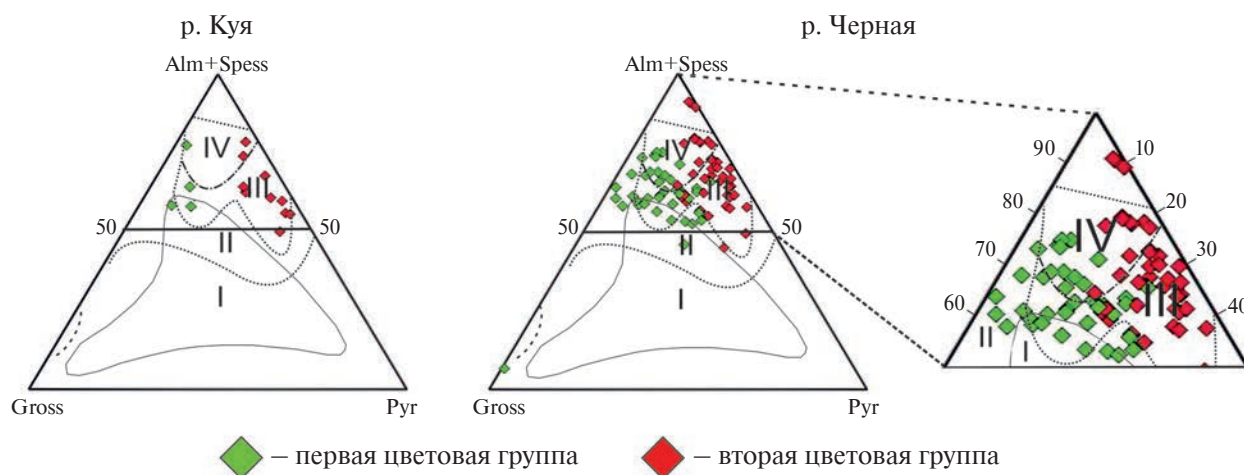


Рис. 6. Диаграмма фациальной принадлежности гранатов из полярной морены долин рек Куи и Черной. Фации метаморфизма: I — эклогитовая, II — гранулитовая (вместе с фациями кианитовых гнейсов и сланцев), III — амфиболитовая, IV — эпидот-амфиболитовая (по [Соболев, 1964]). Первая группа — гранаты оранжевые, вторая группа — гранаты розовые.

Преобладающая часть гранатов в тяжелой фракции полярной морены долины р. Черной представлена угловатыми и плохо окатанными зернами разного состава. Для первой группы гранатов с оранжевым оттенком характерны спессартин-гроссуляр-альмандиновый, пироп-гроссуляр-альмандиновый, гроссуляр-спессартин-альмандиновый составы. По данным работы [Породообразующие..., 1965], спессартин встречается реже, чем другие гранаты, хотя в альмандинах гранитов и риолитов часто отмечается более высокая спессартиновая составляющая. По этой причине зерна с повышенным содержанием спессартинового компонента, вероятно, можно отнести к этим магматическим породам. В группе розовых зерен граната, судя по результатам расчета минерального состава, преобладает альмандин: альмандиновый компонент в них составляет 34–89%, пироповый – 2–30%, гроссуляровый – 1–19%, спессартиновый – 1–8%. В некоторых зернах содержание пироба достигает 38–44%.

Исследования микронзондовым рентгеноспектральным методом показали, что в целом кристаллы граната гомогенные, и зональности в них не наблюдается. На диаграмме вероятной принадлежности гранатов из полярной морены долины р. Черной метаморфическим фациям (см. рис. 6) видно, что основная масса фигуративных точек локализована в областях гранатов метаморфических пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (поля III и IV). На это указывает и высокое содержание Fe, что соответствует гранатам метаосадочных образований, а также магматических пород среднего и кислого составов [Бадида и др., 2020а]. Небольшое количество фигуративных точек располагается в областях, характерных для гранатов метаморфических пород гранулитовой и эклогитовой фаций (поля I и II).

Следует отметить, что полярная морена в долине р. Куи содержит крайне мало зерен циркона ($<1\%$ от общего количества минералов тяжелой фракции), что явно недостаточно для их выделения и исследования.

Циркон был изучен в тяжелой фракции полярной морены из обнажений в долине р. Черной, где его содержание 1–5.5%. Морфологические типы кристаллов циркона и внутренняя структура минерала очень изменчивы. Почти все образцы содержат изометричные и призматические угловатые зерна с неровной, шероховатой и ямчатой поверхностью, с различными царапинами и трещинами, что, скорее всего, свидетельствует о механической обработке зерен в процессе транспортировки или седиментации (рис. 7). Преобладают

прозрачные и полупрозрачные зерна желтоватого цвета, в меньшем количестве содержатся зерна с розовым оттенком.

Циркон, как известно, всегда содержит примеси редкоземельных и радиоактивных элементов. Изучение этих компонентов в зернах циркона, по мнению ряда исследователей, имеет важное значение [Ляхович и др., 1992б; Ляхович, 2000; Осовецкий, 2001; Бадида и др., 2020б; Belousova et al., 2002]. Содержание и соотношение таких элементов, как Zr, Hf, лантаноидов и других, дают возможность выяснить петрографический состав материнских пород. Например, циркон из сиенитов, базальтов и кимберлитов характеризуется довольно низким содержанием гафния, а максимальные концентрации этого элемента могут быть в цирконе гранитоидов и пегматитов нефелиновых сиенитов [Бадида и др., 2020б]. Уровень содержания Zr и Hf в эндогенных породах обсуждал в своей работе В.В. Ляхович [2000], где он отмечал, что в основных и ультраосновных породах содержание гафния всегда значительно ниже, а величина ZrO_2/HfO_2 – выше, по сравнению с цирконом из магматических пород корового генезиса – кислых или щелочных. Вариации величины ZrO_2/HfO_2 в горных породах позволили сделать Г.Б. Левашову с соавторами [1989] вывод о существовании двух основных типов парагенезисов циркона – сиалического (гранитоидного) и мафического (базальтоидного).

Для установления типа пород, слагающих питающую ледниковую провинцию, были определены величины отношения ZrO_2/HfO_2 в зернах циркона, позволяющие диагностировать материнские породы, за счет которых сформировалась полярная морена в долине р. Черной. Циркон в морене, по результатам микронзондового анализа, имеет следующий состав (мас. %): SiO_2 –30.71–32.58; ZrO_2 –61.97–67.59; HfO_2 –0.8–2.11. В основной массе изученных зерен (90–95%) значения отношения ZrO_2/HfO_2 составляют 45–75, что соответствует гранитоидному парагенезису. При изучении на катодолюминесцентном спектрометре наблюдаются призматические дипирамидальные зерна с хорошо развитой осцилляторной зональностью (рис. 8а, 8г), что может указывать на их магматическое происхождение. Для остальных 5–10% зерен значения отношения ZrO_2/HfO_2 составляют 95–120, что характерно для базальтоидного парагенезиса. Среди них встречаются незональные зерна, представленные в основном обломками, но есть и вытянутое призматическое зерно с коэффициентом удлинения 1 : 4 (см. рис. 8б), а в одном

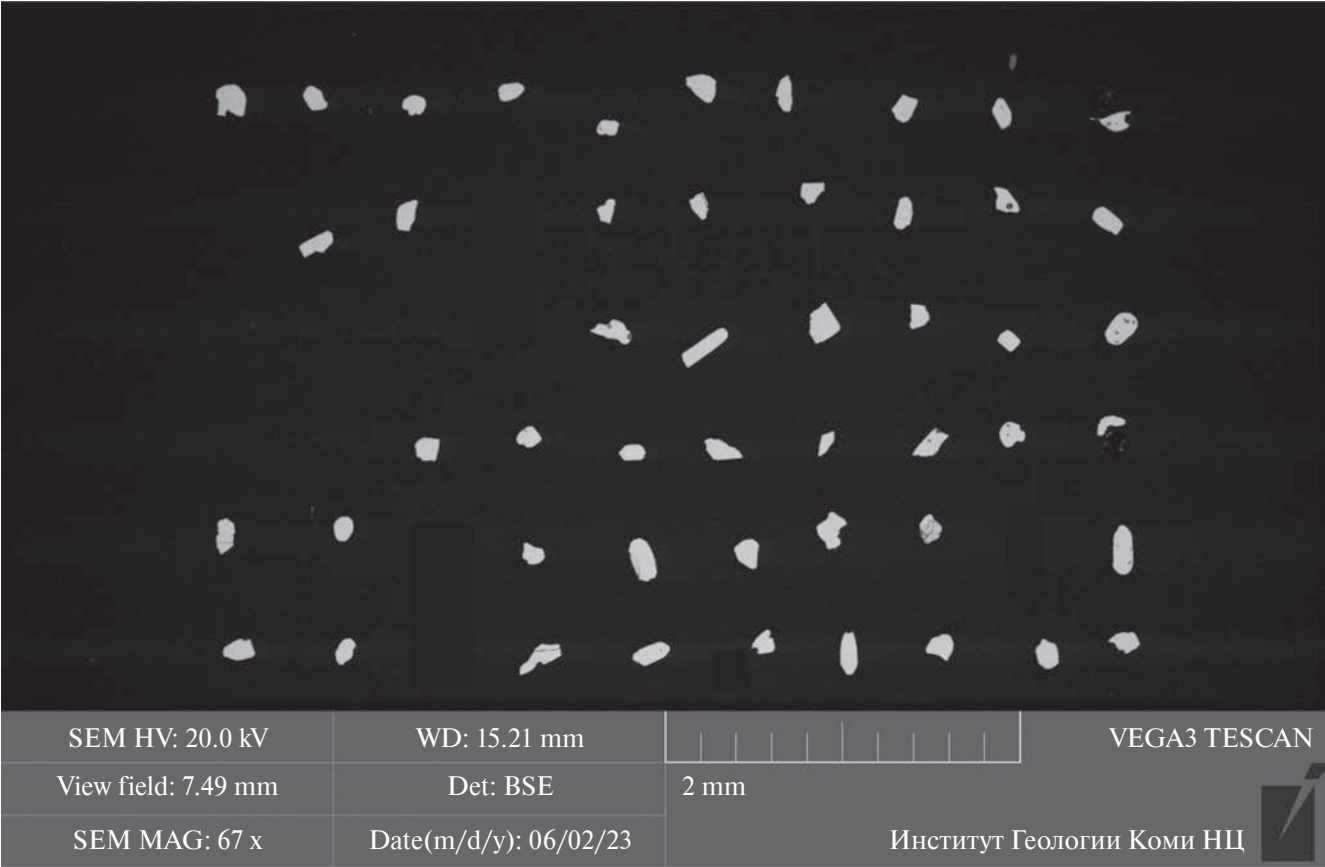


Рис. 7. Зерна циркона из полярной морены долины р. Черной (снимок в обратно рассеянных электронах).

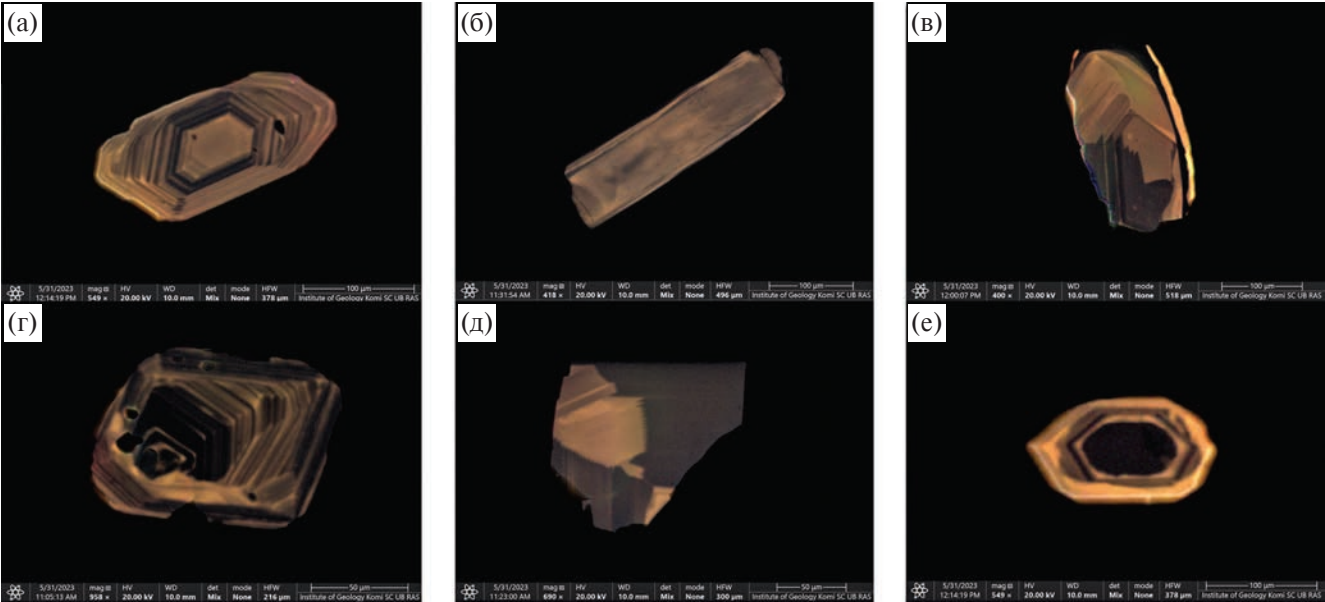


Рис. 8. Катодолуминесцентное изображение зерен циркона в полярной морене долины р. Черной из пород гранитоидного (а, г) и базальтоидного (б, д) парагенезисов и из метаморфических пород (в, е).

зерне отмечается секториальная зональность (см. рис. 8д). Помимо этого, следует отметить наличие унаследованных ядер и светлых оболочек, что может указывать на метаморфический генезис. Обычно зерна циркона из метаморфических пород (см. рис. 8в, 8е) сохраняют призматический облик, характерную зональность и реликтовые ядра, но уже при некотором сглаживании ребер и головок кристалла, а также появлении гомогенной каймы вокруг кристалла [Atlas..., 2003].

Таким образом, проведенное изучение типоморфных особенностей и химического состава гранатов и циркона позволило сделать некоторые выводы. Наибольшее количество фигуративных точек гранатов на диаграмме фациальной принадлежности Н.В. Соболева располагается в областях гранатов метаморфических пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и указывает на возможный привнос зерен из метасадочных, а также средних и кислых магматических пород. Это подтверждается и результатами анализа величины отношения ZrO_2/HfO_2 в зернах циркона, поступление которых в морену было связано с магматическими породами кислого состава. В меньшем количестве в морене содержатся гранаты эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфических пород. Конечно, нельзя исключать некоторые сложности, связанные с изучением детритового циркона. Прежде, чем попасть в четвертичные отложения, зерна циркона многократно переотлагались, участвуя в осадочном процессе. В связи с этим питающие ледниковые провинции можно установить только по результатам комплексного литологического изучения морен. Кроме того, в последнее время исследователи уделяют большое внимание определению возраста детритовых зерен циркона [Бадида и др., 2020б; Dendy et al., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полярная морена, развитая лишь на крайнем севере Тимано–Печоро–Вычегодского региона, характеризуется повышенным содержанием пелитовой фракции и имеет более тонкий гранулометрический состав по сравнению с широко развитыми здесь среднеледниковыми моренами. Обогащение морены глинистой фракцией обусловлено ассимиляцией ледником на пути своего движения преимущественно глинисто-алевритовых морских и озерных отложений приледниковых бассейнов. На побережье Баренцева моря морена имеет наиболее тонкозернистый состав за счет залегания на глинистых алевритах

с ленточной слоистостью. Наиболее грубый гранулометрический состав характерен для полярной морены в разрезах р. Куи, что обусловлено несогласным залеганием ее на морских сулинских песках.

Минералогические спектры тяжелой фракции основной морены на всей территории развития полярного оледенения однотипны и представлены эпидотом, гранатами, амфиболами, сидеритом и пиритом. Суммарные количества пирита и сидерита составляют 20–35% при перманентном доминировании сидерита над пиритом. Во время образования полярной морены в пределах распространения поздневалдайского оледенения терригенный материал поставлялся с Пай-Хоя, Новой Земли и, вероятно, шельфов Баренцева и Карского морей. И только на западе региона — в низовье р. Шапкиной, минеральный состав тяжелой фракции морены формировался за счет терригенного материала из Фенноскандинавской питающей провинции. Однако в целом в долине р. Шапкиной минеральный состав тяжелой фракции полярной морены одинаков, что обусловлено, как отмечалось, минеральным составом подстилающей вычегодской морены, для которой характерны сходные минеральные ассоциации на всей территории Печорской низменности.

Специфическая особенность полярной морены — присутствие в ней единичных обломков криноидно-мшанковых известняков — руководящих пород Новоземельской области сноса, и весьма выдержанная ориентировка удлиненных обломков пород с севера–северо-востока на большей части территории исследований. В нижнем течении р. Шапкиной полярная морена формировалась за счет обломочного материала, перетолкнутого ледником, двигавшимся с запада–северо-запада на восток–юго-восток в секторе 270° – 320° .

Результаты изучения химического состава гранатов из полярной морены свидетельствуют о том, что эти минералы образуют две группы. Зерна первой группы имеют состав гроссуляр-альмандин, пироп-гроссуляр-альмандин, спессартин-гроссуляр-альмандин, гроссуляр-спессартин-альмандин, тогда как зерна второй группы относятся в основном к пироп-альмандину. В обеих группах основная масса гранатов поступала в морену из метаморфических пород амфиболитовой фации, но часть гранатов первого типа могла поставляться из магматических пород среднего и кислого составов, а гранатов второго типа — из метаморфических пород гранулитовой и эклогитовой фаций.

По значениям отношения ZrO_2/HfO_2 в зернах циркона установлено, что поставщиками этого минерала в полярную морену могли служить преимущественно магматические породы кислого и основного состава, что подтверждается хорошо развитой в некоторых зернах осцилляторной зональностью. Наличие небольшого количества зерен циркона с унаследованными ядрами и вторичными каймами может свидетельствовать о том, что метаморфические породы также могли быть источником детритового циркона.

Для установления характерных типоморфных особенностей гранатов и циркона, подтверждающих их связь с удаленными ледниковыми питающими провинциями, предполагается дальнейшее изучение этих и других акцессорных минералов в коренных породах Пай-Хой—Уральско—Новоземельского и Фенноскандинавского центров оледенения. Возможно, датирование зерен циркона из морены поможет подтвердить либо опровергнуть выводы о положении источников сноса при ее формировании, установленные на основании литологических критериев, полученных комплексом петрографо-минералогических методов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке грантом РНФ № 23-27-00281 “Верхний неоплейстоцен и голоцен на севере Печорской низменности: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
- Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
- Андреичева Л.Н. Плейстоценовые отложения в бассейне р. Шапкиной (Большеземельская тундра) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 1. С. 93—110.
- Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена Европейского северо-востока России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранаты, турмалины, хромшпинелиды, рутилы, хлоритоиды, пироксены и амфиболы) // Литосфера. 2020а. Т. 20. № 2. С. 149—167.
- Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов) // Литосфера. 2020б. Т. 20. № 3. С. 363—385.
- Белкин В.И., Рязанов И.В. Понятие и меры гранулометрической сортированности и однородности // Тезисы V Коми республиканской научной молодежной конференции. Сыктывкар, 1972. С. 184—185.
- Викулова М.Ф. Общая характеристика глин // Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., 1957. С. 7—90.
- Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: АН СССР, 1958. 191 с.
- Левашов Г.Б., Семенова Н.Н., Сапин В.И. Парагенезисы цирконов магматитов дорифейского кристаллического основания Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 712—716.
- Ляхович В.В., Угер П., Симан П. Гафний в цирконе гранитов рапакиви // Докл. АН. 1992а. Т. 325. № 3. С. 572—575.
- Ляхович В.В., Угер П., Симан П. Гафний и иттрий в цирконе из вертикального разреза Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Геохимия. 1992б. № 10. С. 1503—1507.
- Ляхович В.В. “Цирконовый метод”: достоинства и недостатки. Статья II // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2000. Вып. 9. С. 124—127.
- Осовецкий Б.М. Типоморфизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 243 с.
- Породообразующие минералы. Ортосиликаты и кольцевые силикаты / Ред. У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. М.: Мир, Т. 1. 1965. 370 с.
- Руководство по рентгеновскому исследованию минералов / В.Н. Герасимов, Е.М. Доливо-Добровольская, И.Е. Каменцев, В.В. Кондратьева, А.Л. Косой, Г.И. Лесюк, И.В. Рождественская, Е.В. Строганов, С.К. Филатов, О.В. Франк-Каменецкая. Л.: Недра, 1975. 399 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Отв. ред. Н.С. Чеботарева. М.: Наука, 1977. 142 с.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 203 с.
- Atlas of Zircon Textures / F. Corfu, J.M. Hanchar, P.-W.O. Hoskin, P. Kinny // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53(1). P. 469—500.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>

Dendy S.N., Guenther W.R., Grimley D.A. et al. Detrital zircon geochronology and provenance of Pleistocene loess and contributing glacial sources, midcontinental USA / *Quat. Sci. Rev.* 2021. V. 273. 107201.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107201>

LITHOSTRATIGRAPHIC CRITERIA OF THE POLAR MORaine OF SUBARCTIC REGIONS OF EUROPEAN RUSSIA AND TYPOMORPHIC FEATURES OF GARNETS AND ZIRCON

L. N. Andreicheva^{1,*}, N. N. Vorobyev^{1,**}

¹*Yushkin Institute of Geology Komi Science Center Ural Branch of RAS,
Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

*e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru

**e-mail: v.nikita91@mail.ru

The results of a comprehensive lithological study of the Upper Neopleistocene polar (Ostashkovo) moraine are considered: its textural, structural and mineral-petrographic features, as well as the chemical composition and typomorphism of garnets and zircons. Research was carried out to identify the lithostratigraphic criteria of this moraine and to substantiate the division and correlation of Quaternary sections. This moraine is widespread only in the extreme north of the Pechora Lowland, where it forms the relief of the day surface. Studied in the lower reaches of the Pechora and in the coastal outcrops of the Kuya, Chernaya, and Shapkina rivers. The moraine is characterized by a high content of pelitic fraction and has a finer composition than the Middle Neopleistocene moraines widely developed here. The mineralogical spectra of the moraine in the studied area are of the same type and are represented by epidote, garnets, amphiboles, siderite and pyrite. The total amounts of pyrite and siderite are increased to 20–35% with the permanent dominance of siderite over pyrite. A feature of the polar moraine is the presence in the petrographic spectrum of single fragments of the leading crinoid-bryozoan limestones of the Novaya Zemlya demolition area, and a very consistent orientation of elongated rock fragments from the north-northeast from the areas of Pai-Khoi–Novaya Zemlya and only the lower reaches of the river. Shapkina was overlapped by a glacial tongue from the northwest: from Fennoscandia and Northern Timan. The presence of garnets in the moraine is associated with their supply from metamorphic and certain types of igneous rocks. The predominant mass of zircon grains, in accordance with the ZrO_2/HfO_2 ratio, was formed in igneous rocks of basic and felsic compositions. Zircons from metamorphic rocks are contained in subordinate quantities.

Keywords: polar moraine, lithological composition, mineral association, source province, zircon, garnet, typomorphism, chemical composition, indicator ratios of zirconium and hafnium

УДК 552.54:551.71(470.22)

К ОЦЕНКЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НА КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2025 г. Н. И. Кондрашова^{а, б, *}, П. В. Медведев^{а, б}, А. В. Лютикова^а

^аИнститут геологии Карельского научного центра РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

^бПетрозаводский государственный университет, просп. Ленина, 33, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: kondr@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

После доработки 08.07.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Дана сравнительная характеристика условий карбонатного осадконакопления в двух палеопротерозойских структурах, заложившихся на позднеархейском фундаменте Карельского кратона: Северо-Онежском и Пана-Куоляярвинском синклиниях. Начало карбонатакопления зафиксировано в обоих палеобассейнах с позднего ятулия. Карбонатные породы представлены в разрезе Онежской структуры преимущественно доломитами, в том числе строматолитовыми, а в разрезе Пана-Куоляярвинской известняками и редкими доломитами. В позднем ятулии в Онежском палеобассейне наблюдается расцвет цианобактерий в прибрежно-морских условиях. Отдельные участки бассейна теряли связь с открытым морем, что приводило к развитию процессов эвапоритизации. В Пана-Куоляярвинском бассейне подобного разнообразия цианобактериальных сообществ не существовало, эвапоритизации не происходило. По геолого-литологическим данным в Онежском палеобассейне в ятулии существовали обстановки мелководные, лагунные, плайевого озера и приморской сабхи. В Пана-Куоляярвинском палеобассейне обстановки мелководные, временами с усилением поступления вод с континента и более открыто-морские. Полученные нами геохимические характеристики карбонатных пород приводят к таким же фаціальным выводам. Строматолиты в Онежском палеобассейне формировались преимущественно в мелководной зоне, временами связь бассейна седиментации с открытым морем сокращалась и условия приближались к лагунным. В течение ятулия окислительные условия существовали ограниченное время только в Онежском бассейне. В основном, в Онежском и Пана-Куоляярвинском бассейнах седиментации содержание кислорода было близко к границе перехода от диксидных к окислительным условиям. Колебания величины Се-аномалии в наложениях строматолитов отражают изменения содержания кислорода в воде непосредственно в контакте со строматолитовой постройкой, что создает возможность существования кислородных “оазисов” в палеобассейне с диксидными и бескислородными условиями. Выводы о редокс-условиях в палеобассейне, основанные только на геохимических маркерах, не являются достаточными. Максимально согласуются с геолого-литологическими данными предположения о существовавшей в палеобассейне с карбонатной седиментацией обстановке, сделанные по комплексу геохимических характеристик (спектрам РЗЭ, величинам аномалий Се и Еи, отношениям отдельных лантаноидов, дополненных анализом парных корреляционных связей редокс-чувствительных элементов).

Ключевые слова: карбонатные породы, бассейн седиментации, редкоземельные элементы, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, палеопротерозой, Северо-Онежский и Пана-Куоляярвинский синклинии, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S0024497X25010069, **EDN:** CIFNFR

В палеопротерозое на территории Карельского региона Фенноскандинавского щита существовали два крупных бассейна седиментации. В настоящее время это Онежская и Пана-Куоляярвинская синклинальные структуры.

Их заложение произошло в раннем протерозое на фундаменте мезо-неоархейского (лопийского) возраста Карельского кратона [Онежская..., 2011]. Обе структуры выполнены терригенными, карбонатными, вулканогенно-осадочными

и вулканогенными породами, которые формировались в течение раннего протерозоя между 2.5–2.44 и 1.7–1.8 млрд лет назад [Онежская..., 2011; Куликов, Куликова, 2014].

Онежская структура, площадью около 25 тыс. км², расположена в юго-восточной части кратона. Она подразделяется на Северо-Онежский синклиниорий и Южно-Онежскую мульду. Разрез этой крупной синклинальной структуры представлен осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами, сформированными в интервале 2.5–1.7 млрд лет назад [Онежская..., 2011].

Пана-Куолярвинский синклиниорий, общей площадью около 7.5 тыс. км², занимает северо-западную часть Карельского кратона. Он расположен на стыке Беломорского подвижного пояса (с востока и северо-востока), Карельского кратона (на юге) и выступа Свекофеннского складчатого пояса (на западе) [Куликов, Куликова, 2014]. В строении синклинория выделяют Панаярвинскую широтную и Соваярвинскую меридиональную синклинали, которые разделены Раакутунтури антиклиналью [Геология..., 1982]. Время формирования структуры охватывает интервал 2.44–1.8 млрд лет [Куликов, Куликова, 2014].

К палеопротерозою в региональной шкале относят отложения, объединенные в ранге надгоризонтов (снизу-вверх): сумийского, сариолийского, ятулийского, людиковийского, калевийского и веписьского [Общая..., 2002]. Толщи осадочных карбонатных пород встречаются в Северо-Онежском и Пана-Куолярвинском синклинориях, начиная с ятулийского стратиграфического уровня. Поэтому наиболее подробно нами была изучена ятулийско-людиковийская часть разрезов данных структур. Именно с ятулийского времени, после постсариолийской пенеппенизации территории, на Карельском кратоне возникли обширные палеопротерозойские бассейны седиментации. Говоря далее о бассейнах седиментации, мы имеем в виду историю развития Онежской (Северо-Онежского синклинория) и Пана-Куолярвинской структур с раннего ятулия.

В ныне действующей стратиграфической шкале Карело-Кольского региона ятулийский надгоризонт ограничен возрастными рубежами 2300–2100 млн лет [Общая..., 2002]. В рамках событийно-стратиграфического метода расчленения и корреляции палеопротерозойских толщ горных пород [Онежская..., 2011], нижнюю границу ятулия предлагается установить по времени начала ломагунди–ятулийского изотопного

события, которое предшествует внедрению даек с возрастом 2206 ± 9 млн лет [Karhu, 1993]. Верхняя граница соответствует 2058 ± 2 млн лет – окончанию события ломагунди–ятулий и началу накопления углеродсодержащих толщ людиковия [Melezhik et al., 2007].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ЯТУЛИЯ И ЛЮДИКОВИЯ ОНЕЖСКОЙ И ПАНА-КУОЛЯРВИНСКОЙ СТРУКТУР

В Пана-Куолярвинском синклинории породы ятулийского надгоризонта общей мощностью 850–1000 м с угловым несогласием залегают на позднеархейском фундаменте или на породах сумия–сариолия. В основании ятулия присутствуют конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники с прослоями слюдистых и хлорит-карбонатных алевролитов, что указывает на предшествующую пенеппенизацию территории (рис. 1а). Карбонатные породы: известняки и доломиты кремновые и розовые, в том числе доломиты песчаные, слюдистые с прослоями хлорит-биотитовых сланцев залегают в средней части ятулийского надгоризонта. Среди них встречаются прослои карбонат-хлоритовых, серицит-хлоритовых сланцев, кварцито-песчаников. Вверх по разрезу они сменяются чередующимися вулканогенными породами: базальтами, редкими андезибазальтами и их туфами. По данным работы [Голубев и др., 1984], мощность ятулийских вулканитов (аухтиярвинская свита) в сводном разрезе Пана-Куолярвинского синклинория достигает 300 м. По нашим данным, мощность вулканогенных пород вместе с карбонатными в этой части разреза составляет около 250 м. Доломиты верхнего ятулия общей мощностью 100–180 м встречаются в районе меридиональной полосы, протягивающейся от оз. Апаряви до оз. Соваярви [Геология..., 1982]. Эти доломиты белого, розового, кремнового цвета часто содержат желваки и линзы кремнистого материала, маломощные прослои сланцев.

К людиковийскому надгоризонту в сводном разрезе Пана-Куолярвинского синклинория отнесены отложения соваярвинской свиты общей мощностью около 1 км [Геология..., 1982; Голубев и др., 1984]. Между образованиями ятулия и людиковия отмечено как литологическое несогласие (смена карбонатных пород ятулия – терригенными людиковия), так и стратиграфическое, выразившееся в значительном размыве подстилающих пород и усиленном поступлении в бассейн обломочного материала, в том числе карбонатного [Геология..., 1982]. В основании

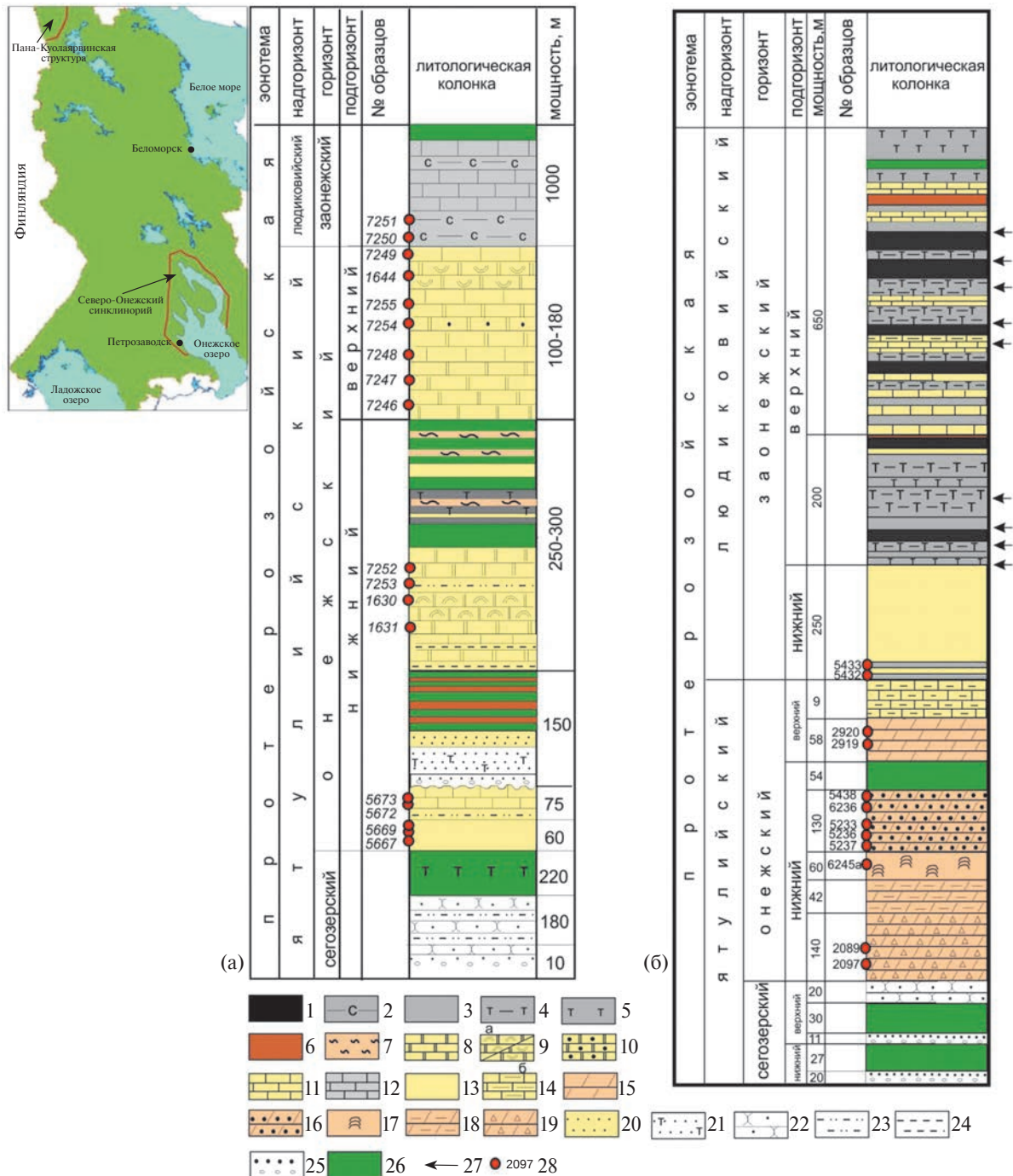


Рис. 1. Географическое положение и сводные разрезы ятулийского и людикувйского надгоризонтов Пана-Куоляярвинского (а) и Северо-Онежского (б) синклиналиев с указанием местоположения исследуемых образцов. Составлены с использованием работ [Геология..., 1982; Голубев и др., 1984; Куликов, Куликова, 2014; Онежская..., 2011], а также материалов полевых наблюдений 2022 г.

1 – горизонты шунгитовых пород; 2 – углеродсодержащие сланцы; 3 – алевролиты; 4 – туффиты; 5 – базальтовые туфы; 6 – кремнистые породы; 7 – карбонато-кремнистые породы; 8 – известняки светлые, серицитсодержащие; 9 – известняки органогенные со *Stratifera* (a) и известняки с проблематичными строматолитами *Sovajarvia* (b); 10 – известняки песчанистые; 11 – доломиты; 12 – доломиты ритмичнослоистые, углеродсодержащие; 13 – карбонатные породы, чередующиеся со сланцами; 14 – доломиты, алевролиты; 15 – доломиты с *Butinella*; 16 – доломиты песчанистые; 17 – доломиты строматолитовые; 18 – доломиты волнистослоистые; 19 – доломиты брекчированные; 20 – песчаники с карбонатно-слюдистым цементом; 21 – полевошпат-кварцевые песчаники с примесью туфового материала; 22 – кварцито-песчаники; 23 – слюдистые сланцы; 24 – кварц-хлоритовые сланцы; 25 – конгломераты, гравелиты; 26 – базальты; 27 – силлы габбро-долеритов; 28 – местоположение образца в разрезе.

разреза людииковыйского надгоризонта залегают кварцито-песчаники, которые вверх по разрезу сменяются углеродистыми сланцами, ритмично-слоистыми углеродсодержащими доломитами, пестроцветными карбонатсодержащими алевролитами. Встречаются маломощные потоки базальтов, пластовые интрузии ультраосновного и основного состава. Изотопные датировки ятулийско-людииковыйских образований структуры отсутствуют.

Следует отметить, что в Пана-Куоляярвинском синклинии обнаженность слабая, поэтому сводный разрез составлен разными авторами из локальных разрезов, изученных как по керну скважин, так и по редким обнажениям [Геология..., 1982; Голубев и др., 1984; Куликов и др., 2017]. Ятулийские отложения, благодаря находкам карбонатных пород со строматолитами, достоверно установлены лишь в районе оз. Соваярви [Макарихин, Кононова, 1983]. Среди карбонатных пород людииковыйского надгоризонта преобладают доломиты серые и темно-серые, часто углеродсодержащие с прослоями углеродистых алевролитов и сланцев. В низах людииковыйского надгоризонта в виде отдельных слоев (1–3 м) встречаются известняки и кремнистые породы. В средней части разреза появляются песчанистые доломиты, прослои песчаников с доломитовым цементом. Завершают разрез людииковия лавы и туфы основного состава.

В пределах Онежской структуры (Северо-Онежского синклиория) ятулийские породы также залегают с угловым несогласием как на мезо-неоархейском (позднеархейском, лопийском) фундаменте, так и на подстилающих породах сумия–сариолия, нередко с корами выветривания в основании. В составе ятулия выделены два горизонта: сегозерский и онежский [Сацук и др., 1988] (см. рис. 16).

Сегозерский горизонт, представленный в Онежской структуре янгозерской, медвежьегорской свитами, сложен терригенными осадочными образованиями, среди которых залегают потоки базальтовых лав. Онежский горизонт (в который входит карбонатная часть туломозерской свиты) представлен терригенно-карбонатными и карбонатными породами и состоит из шести пачек доломитов (слоев с *Litophyta*) песчанистых, окремненных, в том числе и строматолитовых. Изучение латерального распространения микробиальных построек *Litophyta* позволило выделить на Карельском кратоне 4 строматолитовых провинции [Макарихин и др., 2007]. Онежская структура относится к Южно-Онежской

строматолитовой провинции, а Пана-Куоляярвинская – к Северо-Карельской провинции.

Несмотря на интенсивные литологические и изотопные исследования карбонатных пород онежского горизонта [Онежская..., 2011; Reading..., 2013], в настоящее время имеется только одна датировка, позволяющая судить о времени их формирования. Изотопный Pb–Pb возраст верхнеятулийских доломитов туломозерской свиты составляет 2090 ± 70 млн лет [Овчинникова и др., 2007].

Граница ятулий–людииковый в Онежской структуре – нерезкая и постепенная. Она фиксируется по смене в разрезах карбонатных и красноцветных терригенно-карбонатных пород ятулия терригенными сероцветными углеродсодержащими породами людииковия [Онежская..., 2011]. В составе людииковыйского надгоризонта объединены образования заонежской и вышезалегающей суйсарской свит. Отложения заонежской свиты представлены песчаниками, алевролитами, доломитами, среди которых присутствуют многочисленные силлы габбро-долеритов, встречаются редкие потоки базальтов. Особенность разреза людииковия Онежской структуры состоит в присутствии шунгитсодержащих алевролитов, алевропелитов и отдельных горизонтов шунгитов, встречающихся совместно с кремнистыми породами (лидитами, фтанитами). Общая мощность отложений людииковыйского надгоризонта в Онежской структуре составляет около 1200 м. Органическое вещество из богатых углеродом алевролитов заонежской свиты, датированное Re–Os методом, показало возраст 2050 млн лет [Hannah et al., 2008].

В настоящее время, благодаря развитию прецизионных методов исследования карбонатных пород, появилась возможность выяснить достоверность выводов об обстановках осадконакопления в древних бассейнах, сделанных по геохимическим маркерам, проверяя их соответствие имеющимся геолого-литологическим данным. Уникальной особенностью карбонатных пород двух индивидуальных палеопротерозойских структур Карельского кратона: Онежской и Пана-Куоляярвинской является присутствие в них строматолитов, исследование отдельных наслоений которых дает возможность определения влияния локальных факторов на обстановку в палеобассейне. В настоящей статье представлены результаты сравнительного изучения карбонатных пород, сосредоточенного преимущественно на анализе их геохимических особенностей – с целью реконструкции условий осадконакопления в позднеятулийское и раннелюдииковийское время в двух

локальных структурах Карельского кратона и сопоставления выводов, полностью основанных на геохимических данных, со сложившимися представлениями по данным геолого-литологических исследований.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для детального геохимического исследования была подготовлена коллекция образцов с привязкой к сводному разрезу ятулийско-людиковийского стратиграфического интервала Онежской и Пана-Куоляярвинской структур (см. рис. 1).

Помимо образцов из разреза палеопротерозоя Онежской структуры, отобранных в полевые сезоны 2014–2020 гг., использованы данные, полученные по международному буровому проекту ICDP FAR-DEEP, который проводился для изучения процессов оксигенизации экзосферы Земли при переходе от архея к протерозою на примере типовых палеопротерозойских разрезов восточной части Фенноскандинавского щита [Reading..., 2013]. Дополнительно были изучены ранее отобранные образцы из районов озер Панаярви и Кукас (Пана-Куоляярвинская структура), а также керн скважин, пройденных Карельской экспедицией в северо-западном замыкании Онежской структуры. Изучение геологического разреза Пана-Куоляярвинской структуры с отбором образцов в районе оз. Соваярви проводилось в полевой сезон 2022 г.

Микроскопические исследования образцов проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) в Институте геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), с использованием BSE и SE детекторов при HV = 20 кВ. Для определения пороодообразующих оксидов использовали силикатный анализ. Редкие и рассеянные элементы определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) на квадрупольном масс-спектрометре X-series 2 (Thermo Fisher Scientific). Пределы обнаружения для редкоземельных элементов составляли 0.01 мкг/г – для La, Ce, Pr, Nd; 0.02 мкг/г для Eu, Gd, Dy, Tb, Ho, Tm, Er, Yb и 0.03 мкг/г – для Sm, Lu. Концентрация таких элементов как Rb, Zr, Sr, Pb определялась с точностью 0.1 мкг/г. Пределы обнаружения для Y, Mo, Cs, U, Th составляли 0.01 мкг/г, для Ba – 2.69 мкг/г. Часть образцов строматолитов (образцы 6236, 6245a) Онежской структуры была исследована методом лазерной абляции (LA ICP MS) на квадрупольном

масс-спектрометре X SERIES2 фирмы Terhmo scientific с приставкой лазерной абляции UP 266 Макрофирмы New Wave Research (лазер Nd:YAG, длина волны излучения 266 нм, энергия импульса – 0.133 мДж, скорость сканирования – 70 мкм/с, частота повторения импульса 10 Гц, диаметр пятна абляции – до 150 мкм). Определение концентраций редких и рассеянных элементов при этом проводилось по отдельным наслоениям. Наслоения в строматолитовой постройке выделялись при макро и микроскопическом изучении образцов. Ошибка измерения концентрации редкоземельного элемента (% RSD) не выходила за пределы интервала: 0.1–7.9% для La, 0.4–8.2% для Ce, 0.8–10.1% для Pr, 0.6–4.4% для Nd, 0.9–15.9% для Sm, 1.5–9.3% для Eu. Точность измерения (% RSD) концентрации Gd составляла 1.4–6.4%, Tb – 0.8–8.0%, Dy и Ho – 0.4–9.0%, для Er – 2.1–6.3%. При определении концентрации тяжелых редкоземельных элементов ошибка возрастала до 4.4–15.7% RSD для Tm, от 10.6 до 17.7% для Yb и от 9.0 до 18.9% для Lu. Для Ti, Cr, Fe, Ni, Zn, Ba, Th, Y ошибка измерения концентрации элемента не превышала 10.4% RSD; для Mn, Pb, U, Rb, Sr, Zr – 6.8% RSD; для V, Co, Cu доходила до 3.6% RSD.

При подготовке проб карбонатных пород удаление из их состава силикокластики проводили следующим образом: 100 мг навеску измельченной породы смешивали с 0.5 мл HClO₄, затем добавляли 0.5 мл HNO₃ и 3 мл HF. При наличии после подобного смешивания “сухого” остатка он дополнительно растворялся в 0.2 мл H₃BO₃ и 2 мл HCl и удалялся. Оставшийся после подобных манипуляций и извлеченный от терригенной примеси карбонатный материал разбавляли водой до 20 мл и анализировали. Подобная подготовка проб максимально исключает влияние на результат силикокластической примеси, присутствующей карбонатной породе. Расчет концентраций элементов проводился методом внешней калибровки с использованием стандартного образца NIST 612. Подробное описание методики исследования образцов горных пород методом LA ICP MS приведено в работе [Светов и др., 2015].

Аномалии редкоземельных элементов Ce и Eu рассчитывали по формулам, приведенным в работе [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]: $Ce/Ce^* = Ce_{sh}/(La_{sh} * Pr_{sh})^{1/2}$, $Eu/Eu^* = Eu_{sh}/(Sm_{sh} * Gd_{sh})^{1/2}$. Чтобы избежать возможного влияния аномального La и концентрации Ce, фракционирование легких редких земель определялось как нормализованное относительно PAAS отношение $(Pr/Yb)_{sh}$. Обогащенность средними редкими

землями относительно тяжелых рассчитывалась как отношение $(Gd/Yb)_{sh}$.

Все аналитические определения выполнены на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра “Карельский НЦ РАН”.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В Онежской структуре представлен наиболее полный разрез ятулийского надгоризонта, что позволяет рассматривать Северо-Онежский синклиний как эталонный объект при изучении разреза этого временного интервала палеопротерозоя [Онежская..., 2011]. Разрез ятулия начинается с терригенных отложений, сменяющихся потоками лав базальтов (сегозерский горизонт). Онежский горизонт сложен преимущественно карбонатными породами и включает в том числе строматолитовые доломиты. Строматолитовые доломиты ятулийского надгоризонта в Онежской структуре встречаются в разрезе вместе с терригенно-карбонатными породами, в которых установлено массовое распространение кварцевых и доломитовых псевдоморфоз по гипсу-ангидриту, встречается магнезит. Широко развиты доломиты, образованные по пластовым залежам гипса. Имеются отдельные доломитовые глиптоморфозы по скелетным кристаллам галита. Бывшие сульфаты кальция представлены доломитовыми или кремнистыми псевдоморфозами по ангидриту в виде единичных или сдвоенных кристаллов, а также в виде разнообразных нодулей “цыплячьего пуха” или ламинитов с энтеролитными текстурами [Melezhik et al., 2005]. В разрезе присутствуют карбонатные брекчии, обладающие особенностями отложений, характерных для соляного карста. В результате бурения Онежской параметрической скважины получены прямые доказательства существования соли и гипса-ангидрита в разрезе верхнего ятулия. Скважина вскрыла ангидрит-магнезитовую толщу пород мощностью около 300 м и залегающую под ней соленосную, существенно галитовую толщу мощностью около 200 м [Онежская..., 2011]. Былые соленосно-гипсовые отложения, по самым умеренным оценкам, на значительной территории слагали около 20% и более от общей мощности (до 800 м) верхнеятулийских осадков, что, вместе с предположением об их первоначальной соленосности, позволяет говорить о наличии существенно сульфатных палеопротерозойских эвапоритов (рис. 2а, 2б).

Отличительным признаком терригенных образований ятулия Онежской структуры является их красноватость. Карбонатные осадки были сформированы в трех фациальных обстановках: разветвленной прибрежной речной сети, замкнутой лагуне или бухте, и в обстановке плайевого озера [Melezhik et al., 1999]. В результате литофациального анализа (сводка в работе [Онежская..., 2011]) установлено, что в ятулийское время в Онежском палеобассейне изменение фациальных условий осадконакопления происходило в направлении от озерно-речной равнины к плаевым озерам, затем к гиперсолевым условиям себкхи и морскому мелководью в конце ятулия.

Основной объем отложений онежского горизонта приходится на строматолитовые доломиты (см. рис. 2в–2д).

На актуалистическом материале показано, что накопление хемогенного карбонатного осадка доломитового состава непосредственно связано с метаболической активностью цианобактерий, входящих в состав сложноструктурированных микробиальных матов [Bontognali et al., 2010]. Ископаемые следы микробиальных сообществ в виде фоссилизированного межклеточного органического вещества — гликокаликса — были обнаружены нами и в палеопротерозойских строматолитах Онежской структуры [Медведев, Макарихин, 2012].

При фациальном анализе карбонатных толщ наиболее представительного разреза палеопротерозоя Онежской структуры была отмечена общая тенденция возрастания вверх по разрезу влияния морских обстановок на карбонатакопление на фоне сложного взаимодействия континентальных и морских условий осадконакопления в течение этого времени [Melezhik et al., 2013].

В минеральном составе строматолитовых доломитов Онежской структуры, помимо преимущественно преобладающего доломита, присутствует кальцит, который часто развивается по доломиту в форме пятнистых агрегатов с нечеткими внешними ограничениями. Биогенные наслоения в строматолитах отличаются темной окраской и скрытозернистой структурой доломита, здесь же встречаются редкие вкрапления магнезита, родохрозита, сидерита, ангидрита (рис. 3а–3г). В хемогенных наслоениях зернистость агрегатов карбонатных минералов более крупная (от 50 мкм), в них часто присутствует песчаная кварцевая примесь, редкие зерна калиевого полевого шпата, чешуйки флогопита. Акцессорные минералы

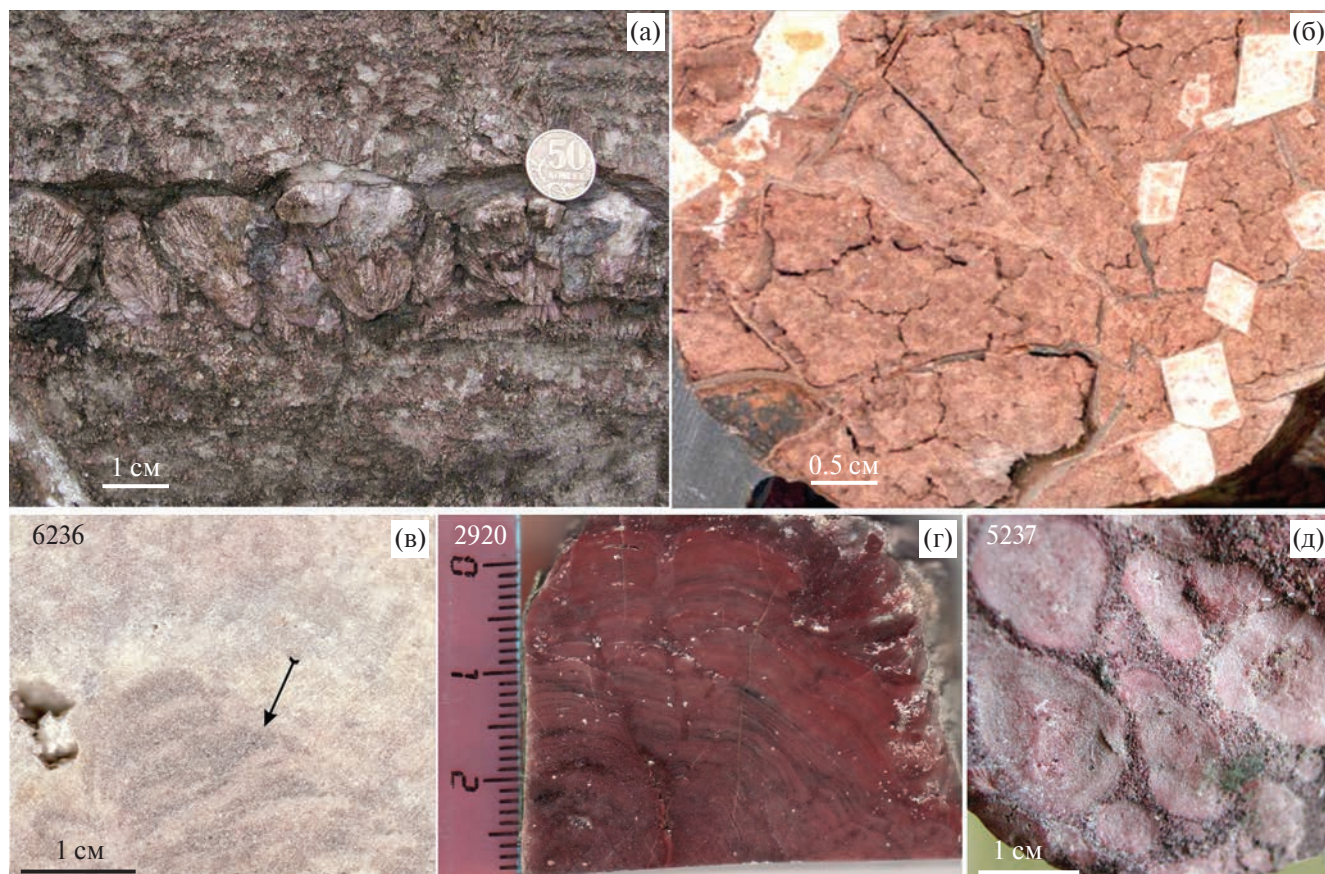


Рис. 2. Текстуры доломитов Северо-Онежского синклиория.

а — веерообразные псевдоморфозы доломита по гипсу-ангидриту; б — доломитовые глиптоморфозы по кристаллам галита; в, г — строматолитовые; д — онколитовые. Стрелка указывает на строматолитовую постройку.

представлены единичными зернами фторсодержащего апатита, магнетита, циркона, рутила и гематита. В микротрещинках встречаются выделения гетита, присутствуют отдельные кристаллы барита.

В Пана-Куолярвинской структуре разрез нижнего ятулия (сегозерский горизонт) начинается с конгломератов и аркозов с прослоями алевролитов и кремневых известняков. Выше по разрезу залегают песчаники, в том числе известковистые, а также базальты, среди потоков которых встречаются кремнистые образования. Карбонатные породы присутствуют в разрезе верхнего ятулия (онежский горизонт), протягиваясь полосой вдоль всей Пана-Куолярвинской структуры в субмеридиональном направлении более чем на 30 км. Они представлены доломитами с отчетливой горизонтальной слоистостью и содержат желваки и линзы кремней. В районе оз. Соваярви мощность доломитов составляет 35–90 м. В карбонатных породах встречены редкие строматолитовые постройки плохой сохранности. Следов

эвапоритизации в ятулийских породах Пана-Куолярвинской структуры не обнаружено.

Минеральный состав строматолитовых доломитов ятулийского возраста Пана-Куолярвинской структуры представлен существенно преобладающим доломитом и кальцитом. В хемогенных наложениях встречается кварц, редкие зерна калиевого полевого шпата, присутствуют единичные чешуйки хлорита (клинохлор), флогопита. Из аксессуарных минералов в строматолитах отмечаются фтор-апатит, ванадийсодержащий рутил (см. рис. 3д–3з).

В минеральном составе карбонатных пород средней и верхней частей разреза ятулия преобладает кальцит, слагающий известняки, в подчиненном количестве в них присутствует доломит-анкерит. В случае существенного преобладания минералов доломита и доломита-анкерита, образуются прослои доломитовых пород. Структура пород микрокристаллическая, текстура массивная. В доломитах встречаются микрослойки кварцевого или кварц-альбитового состава.

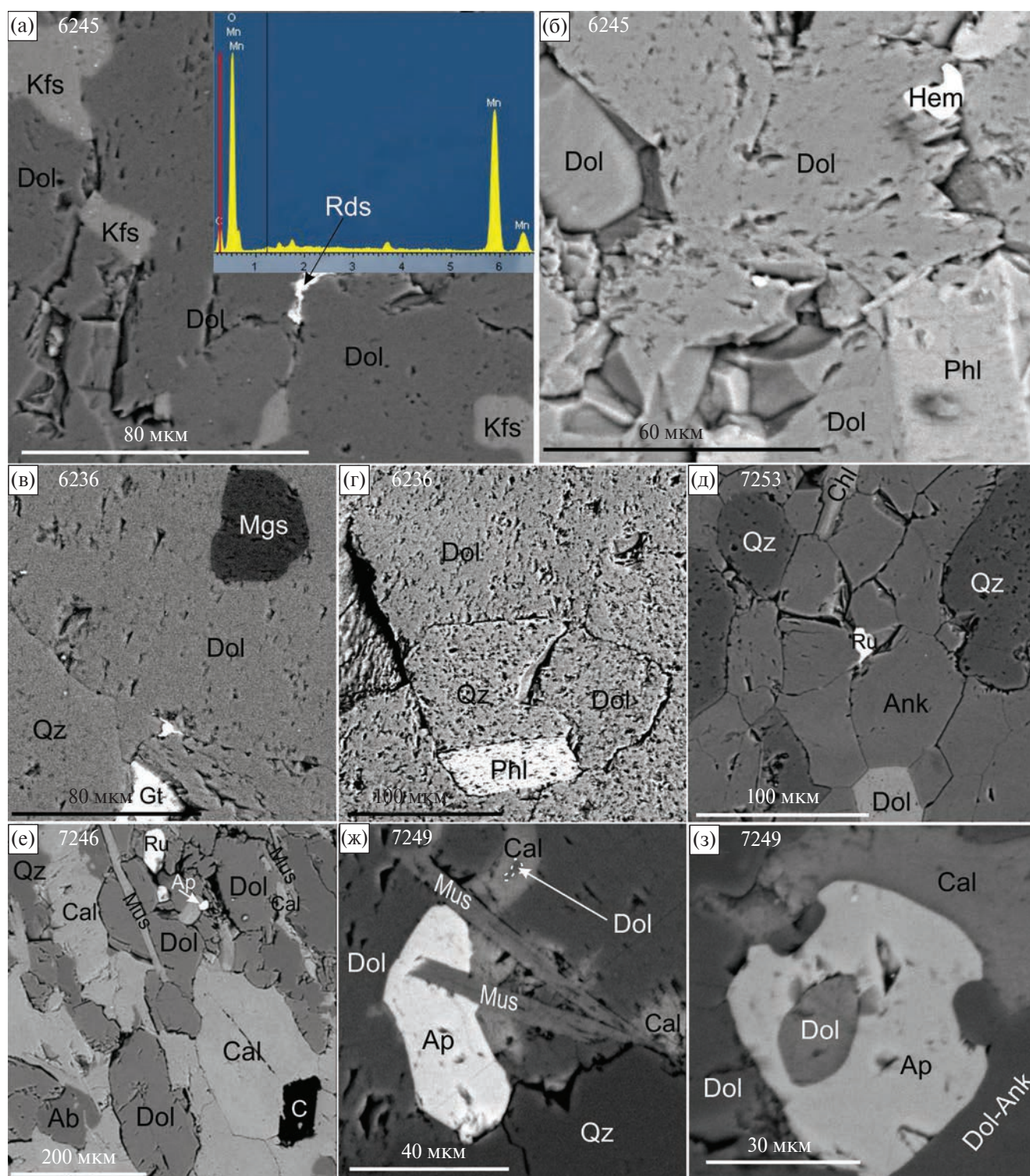


Рис. 3. Минеральный состав карбонатных пород Онежского (а–г) и Пана-Куоляярвинского (д–з) синклиналиев. Изображения на сканирующем электронном микроскопе с детектором вторичного рассеивания электронов. Dol – доломит, Cal – кальцит, Mgs – магнезит, Ank – анкерит, Rds – родохрозит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц, Phl – флогопит, Chl – хлорит, Mus – мусковит, Ap – апатит, Ru – рутил, Gt – гетит, Hem – гематит.

В небольшом количестве и в известняках, и в доломитах присутствуют мусковит, биотит, микроклин, редко цоизит. Из акцессорных минералов чаще всего встречаются рутил, фтор—апатит. Отмечаются единичные зерна циркона, ильменита, редкие торит и паризит. В зернах апатита присутствуют включения доломита. В минералах доломита-анкерита содержатся мелкие кристаллы магнетита, рутила. Присутствует альбит как в виде окатанных зерен, так и альбит, развивающийся как вторичный минерал по плагиоклазам: олигоклазу, андезину.

Если сравнивать палеоэкологические условия в двух палеобассейнах, то в Онежском бассейне в ятулийское время они благоприятствовали расцвету цианобактерий, что выразилось в разнообразии многочисленных строматолитовых построек. В Пана-Куолаярвинской структуре признаков подобного расцвета микробных сообществ не наблюдается, не зафиксированы и следы эвапоритовых обстановок.

В карбонатных породах обеих крупных синклинальных структур присутствует песчаная кварцевая примесь, то есть все карбонатные породы в той или иной мере песчанистые. Чистые доломиты и известняки довольно редки. Кроме того, в разрезах обеих структур наблюдаются кварцевые желваки, жилы и прожилки — признаки вторичного окремнения карбонатных пород.

В минеральном составе доломитов Пана-Куолаярвинской структуры присутствуют единичные плагиоклазы — олигоклазы, андезины, что указывает на поступление в бассейн хемогенной седиментации материала от размыва изверженных пород основного состава, а условия осадконакопления позволили им сохраниться. В Онежской структуре подобного не наблюдается.

Людикийский этап осадконакопления включает образования заонежского и суйсарского горизонтов (соответственно заонежская и суйсарская свиты Онежской структуры) [Онежская..., 2011]. Суйсарская свита сложена преимущественно вулканогенными породами основного и ультраосновного состава и здесь не рассматривается. В Онежской структуре мощность нижнезаонежской подсвиты, имеющей груборитмичное строение, составляет около 250 м. Она сложена преимущественно карбонатными породами доломитового состава, чередующимися с аргиллитами, алевролитами, редко мелкозернистыми песчаниками. В алевролитовых и аргиллитовых прослоях присутствует до 3% углерода. Характерной особенностью является присутствие в разрезе

нижней подсвиты мергелистых пород с тонкой ритмичной слоистостью, которые служат маркирующим горизонтом. Верхняя подсвита заонежской свиты состоит из двух толщ. Нижняя толща представлена переслаиванием базальтовых туфов, туффитов, алевролитов кварц-полевошпатового состава, шунгитсодержащих пород. Верхняя толща, согласно перекрывающая нижнюю, сложена осадочными, туфогенно-осадочными породами, обогащенными свободным углеродом (шунгитовым веществом), а также доломитами. В средней части толщи присутствуют лидиты, переслаивающиеся с шунгитовыми породами, встречаются лавы базальтов. Выше залегают шунгитовые песчаники, алевролиты, иногда шунгитовые доломиты. Лавы базальтового и андезибазальтового состава присутствуют лишь в разрезах небольших структур с осадочно-вулканогенным типом разреза [Онежская..., 2011].

Если в ятулийском разрезе преобладают карбонатные породы, то в разрезе людикия Онежской структуры они встречаются среди алевролитов в виде редких прослоев доломитов и известняков небольшой мощности. Минеральный состав карбонатных пород в нижней части людикийского надгоризонта Онежской структуры, в отличие от ятулийских карбонатов, довольно скуден и представлен преобладающим доломитом с примесью кальцита, кварца, серицита, биотита и альбита.

В Пана-Куолаярвинской структуре, в отличие от Онежской, в нижней части разреза людикия присутствуют алевролиты биотит-кварцевые с углеродом, сланцеватой текстуры. Они сменяются толщей чередующихся углеродсодержащих сланцев, ритмичнослоистых углеродсодержащих доломитов, пестроцветных карбонатсодержащих алевролитов. В минеральном составе алевролитов преобладают кварц и мелкочешуйчатый мусковит, присутствуют также кальцит, доломит—анкерит, альбит. Структура мелкокристаллическая, текстура сланцеватая, подчеркиваемая микропрослойками серицита. Из акцессорных минералов отмечены биотит, флогопит, из метаморфических — хлорит. Среди рудных преобладает рутил, редко встречаются магнетит, апатит, пирит, халькопирит, никельсодержащий пирит, барит, паризит.

Если в Онежской структуре при переходе от ятулия к людикию усиливается поступление в бассейн седиментации терригенного материала, подавлявшего рост строматолитовых построек и карбонатную седиментацию, то в Пана-Куолаярвинской структуре привнос в палеобассейн терригенного материала был значительным

и в ятулии, и в людиковии, что приводило к образованию толщ алевролитов, чередующихся с прослоями карбонатных пород в ятулии; песчаников и алевролитов с карбонатным цементом — в раннем людиковии.

Ятулийские и людиковийские отложения в обеих структурах метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма [Онежская..., 2011; Геология..., 1982].

Петрохимический состав, геохимические характеристики карбонатных пород

Рассматриваемые карбонатные породы двух локальных палеопротерозойских структур, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм, сохранили первичные текстурные и структурные признаки пород. Однако это не исключает изменения их химического состава и геохимических особенностей в постдиагенетических процессах и на стадии зеленосланцевого метаморфизма. На отсутствие постдиагенетических изменений, влияющих на геохимические характеристики, указывают незначительные коэффициенты корреляции между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ как в доломитах, так и в известняках [Melezhik et al., 2015]. Отсутствие такой связи между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отмечается для карбонатных пород палеопротерозоя как в Онежской структуре [Melezhik et al., 2015], так и, по нашим данным, в Пана-Куоляярвинской. Судить о “химической” сохранности карбонатной породы можно, воспользовавшись теми геохимическими критериями, которыми руководствуются при исследовании изотопных систем докембрийских карбонатных пород [Кузнецов и др., 2021; Горохов и др., 2021], прежде всего величиной отношения Mn/Sr [Kuznetsov et al., 2010; Xunyun et al., 2014]. Подробный обзор вариаций отношения Mn/Sr для карбонатных изотопных систем приведен в работе [Кузнецов и др., 2014]. Для карбонатных пород докембрия у разных авторов “критическая” величина отношения изменяется от $\text{Mn}/\text{Sr} < 6$ до $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$ [Кузнецов и др., 2021; Горохов и др., 2021]. Руководствуясь величиной показателя постседиментационных изменений $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$, можно утверждать о “химической” сохранности карбонатных пород ятулия обеих структур (Онежская структура $\text{Mn}/\text{Sr} = 1\text{--}8$, Пана-Куоляярвинская $\text{Mn}/\text{Sr} = 1\text{--}10$, за исключением нескольких образцов, где $\text{Mn}/\text{Sr} > 12$). Для людиковийских карбонатсодержащих пород кальцит-доломитового ряда Mn/Sr изменяется в пределах 3–4 (Онежская структура) и 6–7 (Пана-Куоляярвинская структура). Используя рассматриваемый показатель для отдельных наслоений

образцов ятулийских строматолитов из Онежской структуры, мы получили следующие значения: Mn/Sr изменяется в интервале 0.6–0.9 (обр. 6236) и для одного наслоения равен 1.7. Для наслоений строматолита обр. 6245а величина Mn/Sr изменяется от 0.3 до 0.8 и для одного наслоения равна 1.6.

П. Сворт [Swart, 2015] указывает на постседиментационные преобразования карбонатной породы при повышенных концентрациях Fe, Mn, Zn, что не характерно для карбонатных пород ни Онежской, ни Пана-Куоляярвинской структур. Можно утверждать, что диагенетические преобразования не оказали существенного влияния на геохимические особенности карбонатных пород обеих структур. Изменение первичных химических характеристик карбонатной породы могло произойти при метаморфизме; признаки метаморфических преобразований, как правило, наблюдаются при петрографическом изучении. Карбонатная порода является метаморфически преобразованной, в которой изменились первоначальные геохимические характеристики, если в ее минеральном составе присутствуют тальк, который развивается по доломиту, тремолит, что не характерно для рассматриваемых карбонатных пород. Поэтому мы считаем, что карбонатные породы из обеих структур сохранили близкие к первичным геохимические особенности своего состава.

В химическом составе карбонатных пород ятулийского надгоризонта как Онежской, так и Пана-Куоляярвинской структур отмечается высокое содержание кремнезема, что не характерно для “чистых” доломитов и известняков (табл. 1). Пониженное содержание оксида калия, натрия, титана в карбонатных породах Онежской структуры, по сравнению с Пана-Куоляярвинской, указывает на менее интенсивное поступление обломочного материала в раннеонежское время в Онежский палеобассейн, где происходило формирование преимущественно доломитов, а в Пана-Куоляярвинском — известняков. В позднеонежское время в Онежском бассейне продолжается доломитонакопление и наблюдается расцвет цианобактериальных сообществ, что привело к формированию строматолитов. В Пана-Куоляярвинском бассейне в это время формируются известняки и доломиты, однако существовавшие здесь экологические условия не привели к масштабному формированию строматолитов. Судя по высокому содержанию SiO_2 в составе карбонатных пород в позднеонежское время, в Пана-Куоляярвинский палеобассейн продолжался привнос терригенного

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород онежского горизонта ятулия и карбонатсодержащих пород нижней части лудиковийского надгоризонта Онежской и Пана-Куолярвинской структур (в мас. %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп
онежский горизонт, нижний подгоризонт												
Онежская структура												
5233	7.6	0.08	1.7	2.60	—	0.242	20.45	25.74	0.05	0.25	0.14	40.86
5236	40.62	0.02	0.53	1.10	—	0.015	13.2	17.58	0.02	0.1	0.2	26.4
5237	6.56	0.04	0.66	1.00	—	0.044	20.6	27.02	0.02	0.06	0.3	43.22
5438	22.68	0.01	0.38	0.01	0.3	0.03	17.88	22.61	0.01	0.04	0.15	35,71
6236	34.95	0.06	0.74	0.06	0.007	0.017	14.96	19.15	0.01	0.03	0.075	29.50
6245	9.80	0.21	3.00	1.15	0.072	0.046	19.83	24.97	0.03	1.54	0.10	38.40
2089	12.43	0.13	3.00	1.50	—	0.095	18.95	24.10	1.44	0.15	0.08	37.52
2097	2.70		0.55	0.25	—	0.270	0.20	53.60	0.10	0.29	0.06	41.70
Пана-Куолярвинская структура												
5673	18.04	0.02	0.52	0.14	—	0.019	0.2	45.63	<0.01	0.16	0.08	35.12
5672	7.96	0.03	0.77	0.19	0.06	0.027	0.62	50.25	0.04	0.22	0.12	39.47
5669	5.62	0.04	0.5	0.13	—	0.022	0.41	51.98	<0.01	0.2	0.08	40.52
5668	20.72	0.04	0.36	0.2	0.06	0.062	8.53	34.46	<0.01	0.18	0.07	35.04
5667	0.92	0.03	0.24	0.14	—	0.043	0.62	54.34	0.04	0.05	0.07	43.25
7252	15.4	0.26	1.43	0.62	2.05	0.092	6.18	37.1	1.02	0.32	0.1	34.83
7253	32.94	0.22	6.14	0.42	4.02	0.126	5.9	21.5	0.93	0.87	0.12	26.61
1630	21.6	0.20	3.02	0.40	1.86	0.08	4.38	34.32	0.89	0.28	0.27	32.25
1631	26.56	0.13	2.54	0.37	1.51	0.091	4.58	33.12	0.43	0.24	0.12	29.80
онежский горизонт, верхний подгоризонт												
Онежская структура												
2919	5.88	0.06	3.3	0.12	0.36	0.02	20.39	28	0.03	0.04	0.71	41.86
2920	4.66	0.01	0.27	0.04	0.22	0.043	21.36	28.86	0.04	0.01	0.24	44.08
Пана-Куолярвинская структура												
5628	18.68	0.14	4.11	0.65	1.61	0.071	15.83	23.1	0.13	1.03	0.23	34.03
5630	19.54	0.16	5.15	1.13	1.72	0.056	15.93	22.53	0.1	0.94	0.19	32.39
7246	10.18	0.14	2.01	0.16	1.15	0.06	4.4	42.18	0.05	0.61	0.05	38.63
7247	7.9	0.11	3.07	0.11	1	0.044	4.63	43.54	0.2	0.59	0.01	38.43
7248	14.82	0.09	2.56	0.62	1.65	0.097	13.64	29.3	0.38	0.58	0.01	38.89
7254	13.6	0.25	4.04	0.64	1.73	0.065	3.2	39.33	0.4	0.87	0.04	35.24
7255	21.44	0.31	4.26	0.34	3.74	0.124	10.84	24	1.39	0.22	0.03	32.5
1644	3.08	0.04	1.03	0.59	0.57	0.024	2.19	49.76	0.27	0.04	0.19	41.71
7249	14.62	0.09	2.03	0.36	1.15	0.118	9.37	33.96	0.17	0.47	0.06	37.23
лудиковийский надгоризонт												
Онежская структура												
5433	76.74	0.61	18.74	7.77	0.21	0.02	4.59	0.14	0.1	6.89	0.25	3.39
5432	38.54	1.32	14.87	3.51	11.06	0.087	11.85	3.55	2.8	1.48	0.36	10.44
Пана-Куолярвинская структура												
7250	64.46	0.67	14.24	0.22	5.31	0.076	3.55	3.07	2.62	2.68	0.22	2.6
7251	64.7	0.38	14.4	0.32	5.6	0.076	2.9	3.15	2.28	2.87	0.12	2.58

Примечание. Онежская структура: северная часть — образцы 5233—5237, 5438; западная часть — образцы 2089 и 2097; район Кузаранды, восточная часть структуры — образцы 2919, 2920, 6236, 6245; Пана-Куолярвинская структура: район Панаярви — образцы 5667, 5668, 5672, 5673, 5669; район Кукаозеро — образцы 5628—5630, район Соваярви — образцы 7246—7255, 1630—1631, 1644; прочерк — содержание не определялось; ппп — потери при прокаливании.

материала, который возможно и был причиной, подавлявшей развитие цианобактериальных сообществ. Это подтверждают вариации содержания Al_2O_3 , которое в породах Онежской структуры изменяется от 0.3 до 3 мас. % в ятулии, и от 15 до 19 мас. % — в людиковии, а в породах Пана-Куолаярвинской структуры — от 1 до 4 мас. % (до 6 мас. % в обр. 7253) в ятулии, и возрастает до 14% в образцах людиковия. Для образований Пана-Куолаярвинской структуры отмечается прямая корреляция Al_2O_3 с SiO_2 ($r = 0.8$), тогда как в карбонатных породах Онежской структуры подобная корреляция отсутствует.

Редкоземельные элементы

Л. Танг и Ф. Франчи указывали, что при диагнезе и перекристаллизации карбонатов редкоземельные элементы (РЗЭ) остаются стабильными [Tang et al., 2016; Franchi, 2018]. Обзор современных представлений по геохимии РЗЭ в карбонатных породах осадочного генезиса приведен в работе [Дуб, Мизенс, 2023]. По данным [Григорьев, 2009], величина суммы РЗЭ в неизмененных карбонатах не превышает 30 мкг/г. Суммарное содержание РЗЭ в ятулийских карбонатных породах нижней части нижнеонежского подгоризонта (обр. 2089, 2097) в Онежской структуре попадает в интервал 29–51 мкг/г. В Пана-Куолаярвинской структуре в карбонатных породах этого стратиграфического уровня (обр. 5667–5673) сумма РЗЭ изменяется от 6 до 13 мкг/г (табл. 2). В районе Кукасозера данной структуры (обр. 5628, 5630) содержание лантаноидов увеличивается до 54–61 мкг/г.

Суммарное содержание РЗЭ в средней части разрезов нижнеонежского подгоризонта обеих структур невелико, но является более высоким в карбонатных породах Пана-Куолаярвинской структуры по сравнению с Онежской. В карбонатных образованиях Онежской структуры (в северной части, обр. 5233–5438) сумма РЗЭ изменяется в пределах 5–14 мкг/г, не достигая величин, характерных для карбонатных пород [Григорьев, 2009]. В двух образцах строматолитов из Онежской структуры (6236 и 6245а) содержание редких земель определяли методом лазерной абляции по отдельным наслоениям (биогенным и хемогенным) строматолитовых построек. Суммарное содержание РЗЭ в образце 6236 изменяется в пределах 0.3–5 мкг/г и составляет для биогенных наслоений 2.3 мкг/г (среднее по 3 точкам), для хемогенного наслоения — 0.8 мкг/г. В образце 6245а значения суммы редких земель попадают в интервал 7–14 мкг/г. Средние значения

суммы РЗЭ в биогенных ($n = 16$) и абиогенных ($n = 5$) наслоениях образца 6245а являются близкими (9.9 и 9.3 мкг/г). В карбонатных породах Пана-Куолаярвинской структуры этой части разреза (обр. 1630, 1631, 7252, 7253) суммарное содержание РЗЭ варьирует в пределах 17–26 мкг/г.

Незначительно различаются содержания редких земель и в карбонатных породах верхнеонежского подгоризонта обеих структур. В Онежской структуре (обр. 2919, 2920) интервал изменения суммарного содержания РЗЭ составляет 7–13 мкг/г, в Пана-Куолаярвинской структуре (обр. 1644, 7246–7255) — не выходит за пределы 9–33 мкг/г (см. табл. 2). Несмотря на отсутствие заметных отличий в содержании РЗЭ в карбонатных породах ятулийского надгоризонта двух структур, спектры распределения редких земель, нормированные по постархейскому австралийскому сланцу (РААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], существенно различаются (рис. 4). Это указывает на разные условия карбонатонакопления в двух палеобассейнах и в раннеонежское (см. рис. 4а–4г), и в позднеонежское (см. рис. 4д, 4е) время, а также в раннем людиковии (см. рис. 4ж, 4з).

Содержание редкоземельных элементов в карбонатсодержащих породах людиковийского надгоризонта в двух структурах заметно различается: в пределах Онежской структуры попадает в интервал 61–99 мкг/г, а в породах Пана-Куолаярвинской структуры достигает значений 134–140 мкг/г (см. табл. 2). Это можно было бы связывать с высоким содержанием в карбонатсодержащих породах Пана-Куолаярвинской структуры терригенного материала, однако он максимально удалялся при подготовке проб. Вероятно, это связано с присутствием в минеральном составе этих пород позднего паризита (карбоната редких земель), развивающегося по микротрещинам, хотя его находки и крайне редки.

В раннеонежское время ятулия в Онежском палеобассейне преобладало хемогенное карбонатонакопление, на что указывает характерный рисунок спектра РЗЭ доломитов (см. рис. 4а). Мы считаем, что редкоземельные элементы включены в карбонатный материал, так как подготовка проб максимально исключала влияние на результат терригенной примеси. Среди них преобладают легкие ($(Pr/Yb)_{sh} > 1.6$) и средние ($(Gd/Yb)_{sh} > 3$) редкие земли. Се-аномалия небольшая отрицательная ($Ce/Ce^* = 0.8$, обр. 2089), или не проявлена ($Ce/Ce^* = 1.0$, обр. 2097). Eu-аномалия практически отсутствует: $Eu/Eu^* = 1.2$ (обр. 2089) и 0.9 (обр. 2097). Величина отношения Y/No

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в карбонатных породах онежского горизонта ятулия и карбонатсодержащих породах нижней части людикийского надгоризонта Онежской и Пана-Куоляярвинской структур (в мкг/г)

№ образца	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Онежская структура														
онежский горизонт, нижний подгоризонт														
5233	2.91	4.18	0.74	3.06	0.62	0.15	0.61	0.08	0.47	0.09	0.27	0.03	0.25	0.03
5236	1.10	1.51	0.30	1.15	0.22	0.06	0.20	0.03	0.15	0.03	0.08	0.02	0.07	0.02
5237	2.40	3.04	0.73	3.03	0.69	0.17	0.66	0.10	0.50	0.10	0.25	0.04	0.22	0.04
5438	1.617	3.058	0.504	2.394	0.505	0.311	0.510	0.063	<PO	0.046	0.120	<PO	0.080	<PO
2089	4.17	9.05	1.59	7.64	1.91	0.47	1.72	0.25	1.23	0.21	0.49	0.06	0.31	0.04
2097	10.71	23.03	2.53	10.28	1.55	0.26	1.17	0.12	0.46	0.08	0.21	0.03	0.17	0.02
онежский горизонт, верхний подгоризонт														
2919	2.57	5.41	0.63	2.41	0.47	0.15	0.45	0.08	0.44	0.09	0.29	0.04	0.29	0.04
2920	1.59	2.81	0.36	1.32	0.22	0.07	0.21	0.03	0.15	0.03	0.07	0.01	0.05	0.01
людикийский надгоризонт														
5433	21.7	36.42	4.83	20.88	4.66	0.94	3.79	0.46	2.1	0.39	1.11	0.16	1.11	0.16
5432	5.46	12.6	2.51	14.15	4.33	1.24	5.42	0.94	5.72	1.17	3.42	0.47	2.91	0.4
Пана-Куоляярвинская структура														
онежский горизонт, нижний подгоризонт														
5667	2.79	3.80	0.44	1.40	0.20	0.08	0.20	0.03	0.12	0.03	0.06	0.01	0.05	0.01
5668	2.04	2.57	0.37	1.28	0.23	0.07	0.28	0.05	0.31	0.06	0.17	0.02	0.12	0.02
5669	2.29	3.67	0.45	1.58	0.25	0.07	0.22	0.03	0.14	0.03	0.08	0.01	0.07	0.01
5672	3.05	5.44	0.64	2.29	0.37	0.09	0.33	0.05	0.24	0.05	0.15	0.02	0.14	0.02
5673	1.66	2.65	0.33	1.23	0.20	0.05	0.18	0.02	0.12	0.02	0.07	0.01	0.06	0.01
7252	4.978	9.825	1.195	4.968	1.042	0.394	1.158	0.177	1.1	0.221	0.622	0.087	0.582	0.091
7253	2.823	7.031	0.758	3.104	0.778	0.441	1.115	0.207	1.321	0.3	0.937	0.139	0.892	0.164
1630	4.248	9.3	1.199	5.796	1.508	0.46	1.994	0.278	1.94	0.375	1.112	0.124	0.873	0.104
1631	1.532	3.024	0.456	2.564	1.079	0.546	1.963	0.392	2.365	0.506	1.421	0.199	1.174	0.174
онежский горизонт, верхний подгоризонт														
5628	11.58	24.60	2.98	11.81	2.39	0.43	2.13	0.33	1.79	0.36	1.03	0.15	0.91	0.13
5630	11.29	22.71	2.62	9.70	1.75	0.41	1.56	0.24	1.28	0.26	0.78	0.12	0.74	0.12
7246	3.779	7.585	0.891	3.985	0.758	0.363	0.834	0.048	0.667	0.102	0.444	<PO	0.328	<PO
7247	2.908	5.574	0.646	2.851	0.538	0.509	0.630	0.022	0.548	0.054	0.301	<PO	0.303	<PO
7248	4.012	7.636	0.836	3.842	0.697	0.473	0.754	0.059	0.725	0.103	0.472	<PO	0.468	0.006
7254	6.752	12.591	1.533	6.043	1.220	0.42	1.269	0.203	1.213	0.253	0.675	0.099	0.653	0.09
7255	4.584	8.748	1.102	4.731	0.938	0.335	1.086	0.172	1.198	0.269	0.866	0.111	0.773	0.098
1644	1.534	3.661	0.413	1.576	0.250	0.047	0.308	0.03	0.256	0.043	0.141	0.004	0.172	0.02
7249	3.641	6.897	0.858	3.518	0.643	0.191	0.757	0.135	0.766	0.172	0.543	0.061	0.457	0.076
7243	0.878	1.851	0.289	1.359	0.440	0.193	0.957	0.209	1.552	0.4	1.275	0.186	1.174	0.165
7244	1.449	3.413	0.564	3.677	1.573	0.664	2.712	0.456	2.988	0.627	1.74	0.174	1.239	0.117
людикийский надгоризонт														
7250	27.046	54.423	6.454	25.277	4.839	1.123	4.368	0.591	3.701	0.676	2.229	0.256	2.202	0.274
7251	29.282	57.005	6.734	27.051	5.124	1.111	4.540	0.625	3.738	0.663	2.048	0.217	1.911	0.228

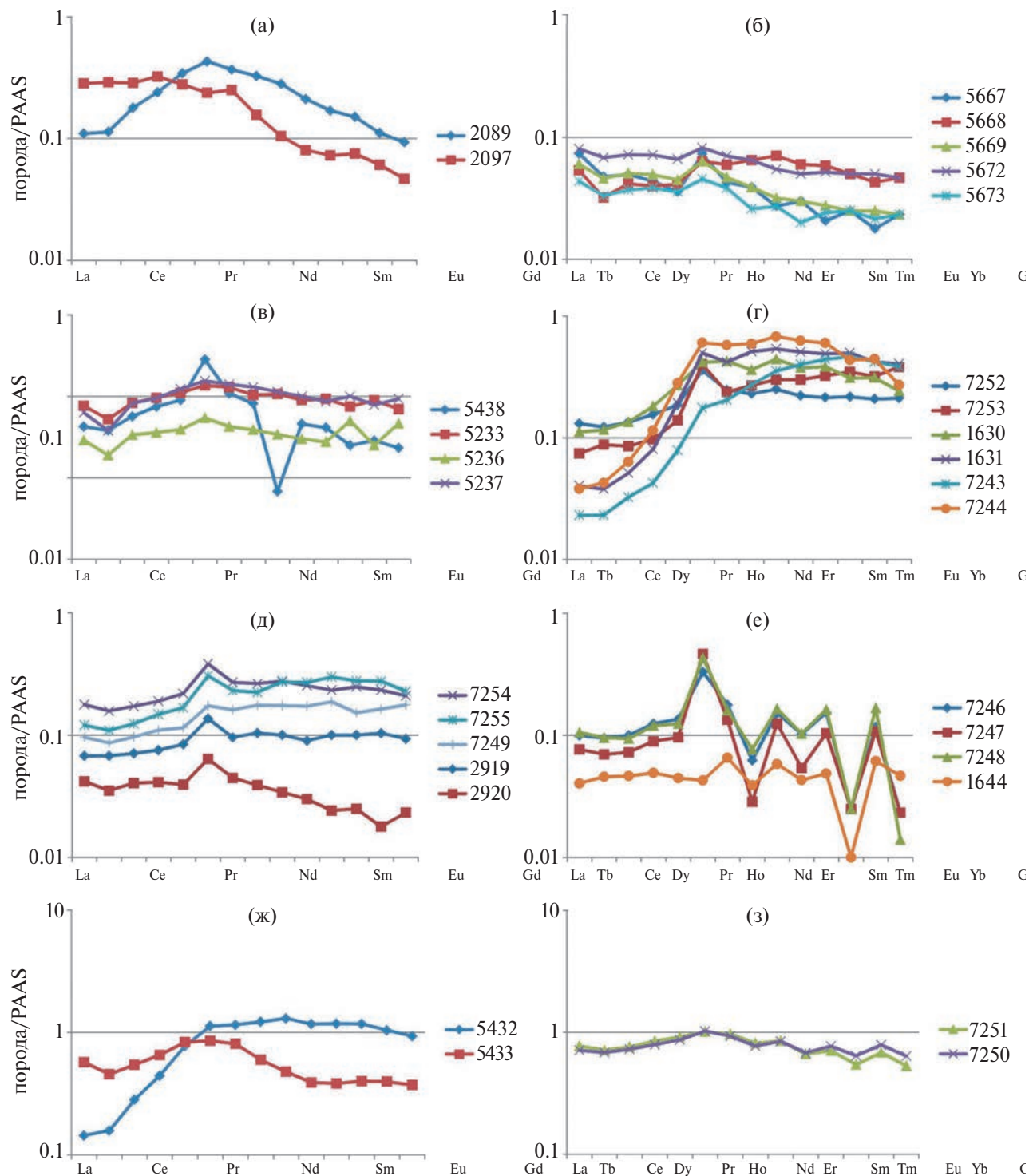


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов в карбонатных породах онежского горизонта ятулия и карбонатсодержащих породах людикувского надгоризонта Онежского (слева) и Пана-Куоляярвинского (справа) синклиналиев.

Ятулийский надгоризонт, онежский горизонт, нижний подгоризонт, его нижняя часть: а – Онежская структура, б – Пана-Куоляярвинская структура; верхняя часть нижнего подгоризонта: в – Онежская структура, г – Пана-Куоляярвинская структура; онежский горизонт, верхний подгоризонт: д – (2919, 2920) – Онежская структура, (7249, 7254–7255, включая 7243–7244 на рис. 4 г), е – Пана-Куоляярвинская структура. Людикувский надгоризонт: ж – Онежская структура, з – Пана-Куоляярвинская структура. Нормировано по постархейскому австралийскому сланцу РААС [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

близка к хондритовой ($Y/No = 25$, обр. 2089), но в обр. 2097 достигает 34 — величины, характерной для лагунных условий карбонатообразования.

По данным [Tobia, Aqrawi, 2016; Warke et al., 2020], в открытых морских условиях величина Y/No достигает 40–80, в прибрежных — 33–40. В работе [Ribeiro et al., 2021] показано, что низкие значения Y/No обусловлены поступлением в бассейн континентальных вод. Близкая к хондритовой величина Y/No (≈ 28) объясняется влиянием гидротерм [Franchi et al., 2015].

Спектры распределения РЗЭ в нижеонежских породах Пана-Куолярвинской структуры близки к горизонтальным (см. рис. 4б). Заметного обогащения легкими (ЛРЗЭ) и средними (СРЗЭ) редкими землями относительно тяжелых (ТРЗЭ) не наблюдается. Значения $(Pr/Yb)_{sh}$ изменяются от 1 до 2 (единственное 2.7, обр. 5667) так же, как и значения $(Gd/Yb)_{sh}$ (единственное 2.2, обр. 5667). Се-аномалия отрицательная от 0.7 до 0.9. Аномалия Eu положительная, хотя величина ее невелика ($Eu/Eu^* = 1.2–1.8$). Отношение Y/No является близким к хондритовому (29–30), что указывает на прибрежные условия карбонатообразования и поступление в палеобассейн вод с континента.

В карбонатных породах средней части ятулийского разреза (верхняя часть нижнего подгоризонта онежского горизонта) Онежской структуры отмечено незначительное преобладание средних редких земель над тяжелыми (см. рис. 4в). Значения $(Gd/Yb)_{sh}$ изменяются от 1.5 до 1.8, в верхней части разреза — почти до 4 (обр. 5438). Значения $(Pr/Yb)_{sh}$ невысокие (1–1.4) и достигают 2 в обр. 5438. Отрицательная аномалия Се от 0.5 до 0.7 и увеличивается до 0.8 вверх по разрезу средней части ятулия. Наиболее низкие величины Se/Se^* (0.5) возможны при формировании карбонатов в хорошо аэрируемом палеобассейне. Уменьшение величины отрицательной аномалии Се (до 0.8) указывает на существование дизоксидных условий. В отдельных биогенных и хемогенных наложениях строматолитов значения $Se/Se^* > 1$ (обр. 6236 и 6245a). Положительные величины Se/Se^* в строматолитах можно объяснить формированием их в засушливых условиях лагуны при повышенном испарении и засолении бассейна седиментации и отсутствии в это время связи с открытым морем, что вызывало затруднение аэрации водных масс. Отсутствие в строматолитах отрицательной аномалии Се является признаком невысокого насыщения вод палеобассейна кислородом при росте строматолитовой постройки. Лишь в одном из абиогенных

наслоений величина Se/Se^* равна 0.5 (обр. 6245a) и в единственном хемогенном наложении — 0.8 (обр. 6236), т.е. незначительная отрицательная Се-аномалия. Это указывает на временное увеличение содержания кислорода в водах до количества, достаточного для окисления Se^{3+} . Возможны несколько причин подобного увеличения, в частности, происходило кратковременное возобновление связи лагуны с открытым морем, и в течение этих периодов в палеобассейне существовали кислородные оазисы, обусловившие колебания величины Se/Se^* . На возможность подобного сценария указывал Ф. Франчи [Franchi, 2018]. Величина Y/No , подсчитанная для отдельных наложений строматолитов этой части разреза, изменяется от 15 до 84, что указывает на смену условий при их формировании от мелководных до лагунных с кратковременной связью с открытым морем.

Для разновозрастных образований Пана-Куолярвинской структуры (см. рис. 4 г) характерна деплетированность легкими редкими землями ($(Pr/Yb)_{sh}$ 0.1–0.7) и содержание средних земель на уровне PAAS ($(Gd/Yb)_{sh}$ 0.7–1.4). В них практически отсутствует Се-аномалия (Se/Se^* 0.8–1.1), а аномалия Eu — положительная (Eu/Eu^* 1.2–2.2). Величина Y/No изменяется от 25 до 31.

Приведенные величины аномалий свидетельствуют о более высокой степени полноводности Онежского палеобассейна по сравнению с Пана-Куолярвинским. Положительная Eu-аномалия могла быть связана с поступлением в палеобассейны гидротермального материала (но в исследуемых карбонатных породах нет повышенного содержания Ba, Zn, Cu, As). Кроме того, ее можно было бы связывать с рассеянной в породах вулкано- или пирокластикой основного состава, учитывая присутствие в разрезах обеих структур потоков базальтов (хотя это должно приводить к корреляции Pb и Ba, повышенному содержанию Mn, чего не наблюдается). При петрографическом изучении пирокластический материал не был обнаружен. Не отмечено и обогащения карбонатных пород верхней части нижеонежского подгоризонта в обеих структурах характерными для вулкано- и основной пирокластической элементами, такими как Ti, Fe, V. Низкое содержание Na_2O в рассматриваемых карбонатных породах, концентрация которого увеличивается при наличии в породе вулканического материала, также не подтверждает его присутствие в карбонатных породах обеих структур. Положительная аномалия Eu, связанная с размытием магматических пород основного состава, должна приводить

к повышению концентраций Ti, Fe, V, Ni, Co, Cu в карбонатах, что в нашем случае не происходит. Поэтому, возможно, положительная Eu-аномалия указывает на привнос эксгальционного материала в оба бассейна седиментации, но, судя по величине этой аномалии, привнос не был значительным ни в одной из рассматриваемых структур.

Считается, что влияние гидротерм выражается в величинах Y/No, близких к хондритовой [Franchi, 2018], что отчасти характерно для карбонатных образований обеих структур. Но этому предположению противоречат данные о минеральном составе исследуемых карбонатов, в котором не были обнаружены минералы (в частности, форстерит), образующиеся при воздействии гидротерм на карбонатные породы. Концентрации элементов, которые поставляются гидротермами (Ba, Zn, Cu, As) в карбонатах обеих структур находятся либо на уровне кларковых значений, либо меньше кларка (за исключением As, Cu в отдельных наслоениях одного из строматолитов (обр. 6245a).

Карбонатные породы, завершающие разрез ятулийского надгоризонта, характеризуются в обеих структурах похожими спектрами распределения PЗЭ (см. рис. 4д). Профили спектров почти горизонтальные, с заметной положительной аномалией Eu; близкими являются и абсолютные величины аномалий. В карбонатных породах Онежской структуры (обр. 2920, 2919) Ce-аномалия слабо выражена ($Ce/Ce^* - 0.9$) или отсутствует ($Ce/Ce^* - 1$). Eu-аномалия положительная и равна 1.5. Отмечается деплетированность легкими и средними редкими землями в образце 2919 ($(Pr/Yb)_{sh} - 0.7$; $(Gd/Yb)_{sh} - 0.9$) и обогащенность ими в образце 2920 ($(Pr/Yb)_{sh} - 2.1$; $(Gd/Yb)_{sh} - 2.3$). Величина Y/No 28–30. В карбонатных породах Пана-Куолярвинской структуры отмечены близкие по величине аномалии ($Ce/Ce^* - 0.9$; $Eu/Eu^* -$ от 0.8 до 1.6). Характерна деплетированность легкими редкими землями ($(Pr/Yb)_{sh} 0.5-0.8$) и близкое содержание средних и тяжелых PЗЭ ($(Gd/Yb)_{sh} 0.8-1.4$). Величина Y/No изменяется от близкой к хондритовой (28–30) до 58, что характерно для условий открытого морского бассейна ($Y/No > 40$). В Пана-Куолярвинской структуре в этой же части разреза присутствуют карбонатные породы с отличными от всех ранее рассмотренных спектров PЗЭ (см. рис. 4е). В них практически отсутствует Ce-аномалия, а положительная Eu-аномалия достигает значительной величины (2–4). Исключение составляет лишь строматолитовый известняк (обр. 1644), в котором Eu/Eu^*

равно 0.8. Отчетливо проявлены отрицательные аномалии Tb, Ho, Tm и положительные — Dy, Er, Yb. Характерна слабая деплетированность ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ($(Pr/Yb)_{sh} - 0.6-0.9$), и незначительная обогащенность средними PЗЭ ($(Gd/Yb)_{sh} - 1-1.5$). Y/No изменяется в пределах 46–75, что характерно для открытого бассейна. Подобный характер спектров (см. рис. 4е) мы не можем связать с некорректной аналитикой. Повторный анализ проб, проведенный как в открытой, так и закрытой автоклавной системах, дал похожие результаты. Авторы работы [Zhao et al., 2021], показав, что при накоплении карбонатных осадков появляются “стандартные” для осадочного процесса аномалии La, Ce, Eu, Gd, не исключают возможности присутствия аномалий других редкоземельных элементов. Так, свою валентность могут менять Pr, Nd, Tb, Dy — на 4^+ , а Sm, Dy, Tm, Yb — на 2^+ , реагируя на обстановку в области осадконакопления [Дуб, Мизенс, 2023].

Уменьшение величины отрицательной Ce-аномалии к концу ятулия в карбонатных породах обеих структур можно объяснить двумя способами: как свидетельство постепенного изменения слабоокислительных (дизокисных) условий до бескислородных (восстановительных?) или в результате смены прибрежно-морских условий глубоководными. Возможно, действовали оба фактора, хотя в Пана-Куолярвинском палеобассейне условия в течение палеопротерозоя оставались в основном прибрежно-морскими, с часто возобновляемой связью с открытым морем.

При исследовании редкоземельных элементов в карбонатных породах, даже с удалением терригенной примеси в процессе подготовки проб, остается вероятность остаточного “заражения” карбонатного материала силикокластикой. Ф.Х. Тобиа и А.М. Аквари [Tobia, Aqrawi, 2016] показали, что уменьшение величины отрицательной Ce-аномалии может вызываться не только геохимической обстановкой седиментации (окислительной—дизокисной), но и присутствием в карбонатных породах силикокластики, т.е. регулироваться поступлением в бассейн детритового материала. С силикокластикой связаны такие элементы, как Rb, Cs, Zr, Hf, Th. В исследованных образцах карбонатных пород из обеих структур все эти элементы находятся в концентрациях ниже кларкового уровня [Григорьев, 2009], что подтверждает незначительное присутствие силикокластического материала и, следовательно, отрицательную Ce-аномалию в них следует связывать исключительно с редокс-обстановкой. Кроме

того, об отсутствии связи РЗЭ с некарбонатной примесью также свидетельствует статистически незначимая связь ($r \leq 0.1$) Y/No—Cu и Y/No—Pb [Wang et al., 2014]. При поступлении редкоземельных элементов из некарбонатного примесного материала должна отмечаться их прямая корреляция [Wang et al., 2014]. На поступление РЗЭ в ятулийские карбонаты Онежской структуры преимущественно из морской воды указывает отсутствие связи величин суммарного содержания (Σ РЗЭ) РЗЭ с содержанием U ($r = 0.5$), Sr ($r = 0.4$), Th (0.6). Для разновозрастных образований Пана-Куолярвинской структуры отмечена лишь связь Σ РЗЭ с Th ($r = 0.7$) в образованиях средней части ятулийского разреза.

К. Хикман-Левис с соавторами [Hickman-Lewis et al., 2020] показали, что для морских карбонатов типичны положительные аномалии La, Y, Gd, Lu, а также обогащение тяжелыми редкими землями относительно легких, поэтому фиксируются низкие величины $(\text{Pr/Yb})_{\text{sh}}$. Для исследованных карбонатных пород Онежской и Пана-Куолярвинской структур отмечаются положительные аномалии La, Y, Gd (аномалии рассчитаны по формулам, приведенным в работе [Lawrence, 2006]). Однако обогащения тяжелыми РЗЭ относительно легких лантаноидов в карбонатных породах Онежской структуры, в отличие от Пана-Куолярвинской, не наблюдается.

По данным [Tostevin et al., 2016], для аутигенных карбонатов характерны положительные аномалии не только La, Y, но и Er, а также отрицательная аномалия Ce.

В карбонатах Онежской структуры аномалия Er ($\text{Er/Er}^* = \text{Er}_{\text{sh}}/(\text{Ho}^*\text{Tm})^{1/2}$) ≈ 1 , лишь в отдельных наслоениях строматолитов (обр. 6236, 6245а) $\text{Er/Er}^* < 1$. В карбонатных образованиях нижней части разреза ятулия Пана-Куолярвинской структуры отмечена отрицательная аномалия, и положительная — в средней и верхней частях разреза.

Приведенные данные свидетельствуют о морском происхождении исследуемых карбонатов и их аутигенном образовании.

Для карбонатсодержащих кварц-серицит-биотитовых с углеродом алевролитов Пана-Куолярвинской структуры и таких же алевролитов, но без углерода Онежской структуры, относящихся к низам людиковийского надгоризонта (см. рис. 1, табл. 1), характерны повышенные, по сравнению с карбонатными породами ятулия, суммарные содержания РЗЭ.

Спектры распределения РЗЭ в породах нижних частей людиковийского надгоризонта обеих структур представлены на рис. 4ж, 4з.

В породах Онежской структуры (данные для Пана-Куолярви даны в скобках) присутствует незначительная отрицательная Ce-аномалия 0.7–0.8 (0.9–1), которая не отмечена в карбонатах другой структуры. Величина Eu/Eu^* в рассматриваемых карбонатсодержащих породах обеих структур изменяется в пределах 1.1–1.2. Карбонатсодержащие породы характеризуются близким содержанием легких и тяжелых РЗЭ ($(\text{Pr/Yb})_{\text{sh}}$ 0.9–1.1) в Онежской структуре и деплетированы ЛРЗЭ ($(\text{Pr/Yb})_{\text{sh}}$ 0.3–1), в Пана-Куолярвинской. Значительного обогащения средними РЗЭ в карбонатных породах низов людиковия в обеих структурах не наблюдается ($(\text{Gd/Yb})_{\text{sh}} = 1.1–1.5$).

По геохимическим данным, и прежде всего по величине Ce-аномалии, можно предполагать, что в раннем людиковии условия в двух структурах, унаследованные от ятулийского времени, различались. Основываясь на этой величине, можно предполагать лучшую оксигенизацию вод Онежского палеобассейна в раннем людиковии. Для карбонатсодержащих образований Пана-Куолярвинской структуры заметная деплетированность легкими редкими землями указывает на присутствие магматических пород основного состава в питающей провинции. Средние и тяжелые РЗЭ незначительно превышают их концентрацию в РААС (см. рис. 4ж). Позднее условия в палеобассейнах становятся сходными, что приводит к появлению совпадающих профилей спектров РЗЭ в карбонатсодержащих породах двух структур.

По геолого-литологическим данным, в Онежском палеобассейне в ятулии существовали обстановки мелководные, лагунные, плайевого озера и приморской сабкхи. Условия плайи и сабкхи трудно разграничить, поэтому геохимические данные к тем или иным отнесены условно. В Пана-Куолярвинском палеобассейне существовали обстановки мелководные с усиленным поступлением вод с континента и мелководные открыто-морские. Геохимические характеристики отложений следующие: а) мелководные обстановки — $\text{Ce/Ce}^* < 0.8$; $\text{Eu/Eu}^* \approx 1.2–1.8$; $(\text{Pr/Yb})_{\text{sh}} < 1.9$, $(\text{Gd/Yb})_{\text{sh}} < 1.9$, Y/No 30–33; б) мелководные с усиленным поступлением вод с континента — $\text{Ce/Ce}^* < 1$; $\text{Eu/Eu}^* > 1$; Y/No < 24 ; в) лагунные — $\text{Ce/Ce}^* > 2.5$, $\text{Eu/Eu}^* > 2.5$, $(\text{Pr/Yb})_{\text{sh}} < 1$, $(\text{Gd/Yb})_{\text{sh}} < 1$, Y/No > 33 (до 40); г) мелководные открыто-морские — $\text{Ce/Ce}^* > 1$ или аномалия отсутствует, $\text{Eu/Eu}^* > 1$ или отсутствует, Y/No > 45 . Предположительно, обстановка плайевого озера:

$Ce/Ce^* \approx 1$, $Eu/Eu^* \approx 1$, $Y/No < 25$, $(Pr/Yb)_{sh} > 1.5$, $(Gd/Yb)_{sh} > 1.5$; и приморской сабкхи: $Ce/Ce^* \approx 1$ или незначительная отрицательная, $Eu/Eu^* > 1.2$, $(Pr/Yb)_{sh} \approx 1$, $1 < (Gd/Yb)_{sh} < 2$, Y/No 25–40.

Согласно приведенным данным по РЗЭ, можно утверждать, что в ятулийское время в палеобассейнах условия были различными. В Пана-Куолярвинском они в течение всего ятулия оставались мелководными, но временами усиливалось поступление вод с континента, временами — усиливалась связь с открытым морем. В Онежском палеобассейне преобладали мелководные условия, иногда сокращалась связь с открытым морем и условия приближались к лагунным. Несмотря на “выравнивание” условий осадконакопления в раннем людикинии, в разрезе Пана-Куолярвинской структуры, в отличие от Онежской, высокоуглеродистых разностей (шунгитов) не встречено. Величина Y/No отношения, которую можно использовать для характеристики условий формирования карбонатных пород (условия прибрежные или открытого моря), в качестве доказательства привноса в бассейн гидротермального материала не надежна.

Редкие и рассеянные элементы

По содержанию редких и рассеянных элементов породы нижнеонежского подгоризонта в Онежской структуре и их аналоги в Пана-Куолярвинской структуре сходны. Различие проявляется лишь в повышенном их содержании в карбонатных породах Пана-Куолярвинской структуры в верхней части разреза ятулия (табл. 3). На спайдердиаграммах карбонатных пород двух структур присутствуют сходные аномалии (рис. 5а–5л).

В нижнеонежских карбонатных породах обеих структур отчетливо проявлены положительные аномалии Sr, Mo, Ba, Pb и отрицательные Nb, Cs. Однако поведение Th, U несколько различается. Торий в карбонатных породах Онежской структуры характеризуется отрицательной аномалией, а в сходных образованиях Пана-Куолярвинской структуры присутствуют как отрицательные, так и положительные аномалии Th. По-разному ведет себя и уран (см. рис. 5а–5е).

В карбонатных породах средней части разреза онежского горизонта ятулия Онежской структуры сохраняются те же аномалии, что и в нижнеонежских породах, и лишь отрицательная аномалия Cs несколько усиливается относительно PAAS. В сходных образованиях Пана-Куолярвинской структуры положительная аномалия Sr дополняется аномалией Y такого же знака. Аномалии

разного знака отмечены для Pb (см. рис. 5в, 5г). Элементы Th, U ведут себя сходным образом в карбонатных породах обеих структур.

В сходных образованиях верхнеонежского подгоризонта двух структур сохраняются аномалии Sr, Cs, Nb, частично Mo, Ba, хотя и не настолько ярко выраженные (см. рис. 5д), как в нижележащих частях онежского разреза. В карбонатных породах обеих структур отмечается деплетированность Ti, V относительно содержания этих элементов в PAAS (см. рис. 5и–5л). Если в карбонатных породах нижнеонежского подгоризонта двух структур проявляется различие между поведением Th и U, то в средней части этого подгоризонта ведут себя различно Sr, Y, Pb. В верхнеонежском подгоризонте обеих структур аномалии в распределении редких и рассеянных элементов сходны друг с другом, за исключением вариаций величины отрицательной аномалии Mo в отдельных образцах Пана-Куолярви (см. рис. 5д, 5е), но при переходе от ятулия к людикинию характер распределения редких и рассеянных элементов в карбонатсодержащих породах двух структур различается. Особенно это заметно для Mn, Cu, Sr, P, Pb, Cr, Th (см. рис. 5ж, 5з). В карбонатсодержащих алевролитах зоны перехода ятулий-людикиний из Пана-Куолярвинской структуры содержание элементов Li, P, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Zn близко соответствует PAAS (см. рис. 5з). В Онежской структуре в сходных породах для перечисленных элементов наблюдается как близкий к PAAS уровень содержания, так и относительно повышенный (см. рис. 5ж). Возможно, это отражает колебания количества терригенной примеси и ее минерального состава и не связано с собственно карбонатным материалом, хотя концентрации элементов, которые более или менее однозначно можно связывать с силикокластикой в целом низкие. Средние концентрации таких элементов в карбонатных породах нижнего ятулия Онежской структуры следующие: Rb — 6 мкг/г, Cs — 0.1 мкг/г, Zr — 7 мкг/г, Hf — 0.2 мкг/г, Th — 0.4 мкг/г; в карбонатных породах средней и верхней частей разреза ятулия величины сходные. В ятулийских карбонатных породах Пана-Куолярвинской структуры содержание этих элементов также невелико (например, для средней части: Rb — 11 мкг/г, Cs — 0.3 мкг/г, Zr — 35 мкг/г, Hf — 1 мкг/г, Th — 1 мкг/г). Приведенные данные позволяют прийти к выводу об отсутствии значительного влияния силикокластического материала на геохимические особенности карбонатных пород ятулия.

Таблица 3. Содержание редких и рассеянных элементов в карбонатных породах онежского горизонта ятулия и карбонатсодержащих породах нижнего людиковия Онежской и Пана-Куоляярвинской структур (в мкг/г)

№ образца	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Hf	Pb	Th	U
Онежская структура												
онежский горизонт, нижний подгоризонт												
5233	15.49	225.78	3.04	19.49	0.79	0.33	0.51	113.67	0.55	3.24	1.41	0.48
5236	5.03	60.46	0.85	2.65	0.15	1.50	0.16	20.42	0.08	0.62	0.13	0.07
5237	2.32	122.66	2.97	4.51	0.22	0.27	0.09	137.67	0.12	1.65	0.28	0.17
5438	1.98	112.98	1.77	2.68	0.15	0.22	<PO	9.30	0.06	1.33	0.13	0.12
2089	4.25	270.00	5.08	8.97	0.21	0.23	0.05	99.51	0.31	3.61	0.35	0.50
2097	7.98	361.48	2.68	3.98	0.27	0.11	0.17	40.19	0.13	1.07	0.49	3.11
онежский горизонт, верхний подгоризонт												
2919	1.34	110.32	2.56	28.17	0.50	0.13	0.04	10.51	0.85	8.92	1.44	0.39
2920	0.16	125.68	0.86	1.75	0.07	0.09	<PO	<PO	0.05	7.91	0.09	0.29
людиковийский надгоризонт												
5432	40.12	13.07	31.2	88.99	7.9	1.34	2.15	81.7	2.57	7.16	0.43	0.43
5433	190.6	9.27	10.05	128.34	13.77	0.39	7.45	1069.35	3.69	3.51	15.14	1.39
Пана-Куоляярвинская структура												
онежский горизонт, нижний подгоризонт												
5667	1.10	507.44	0.80	2.11	0.09	0.10	0.08	304.39	0.07	2.31	0.15	2.73
5668	5.00	94.92	1.96	5.67	0.14	0.10	0.12	102.75	0.17	0.76	1.23	0.14
5669	4.04	162.20	0.81	5.88	0.18	0.06	0.08	146.51	0.19	1.05	0.53	0.09
5672	6.01	182.04	1.46	7.22	0.38	0.10	0.21	150.47	0.22	1.53	2.70	0.15
5673	2.90	130.64	0.71	3.40	0.12	0.06	0.04	78.59	0.11	0.89	0.46	0.09
7252	9.022	82.743	6.574	27.953	0.477	0.06	0.326	203.732	0.794	5.055	0.936	0.197
7253	20.871	42.277	7.646	65.736	1.853	0.057	0.582	403.438	1.732	1.318	0.7	0.195
1630	6.673	87.089	11.602	29.918	0.71	0.028	0.165	127.631	0.781	6.161	1.605	0.206
1631	5.455	110.228	14.43	17.245	0.334	0.146	0.216	101.354	0.505	8.105	0.51	0.113
онежский горизонт, верхний подгоризонт												
7243	3.72	123.99	11.964	32.836	0.856	0.609	0.077	33.585	0.901	1.982	0.884	0.233
7244	2.91	310.925	18.539	12.837	0.278	7.647	0.035	15.408	0.325	5.854	0.301	0.119
7246	8.614	90.681	5.145	19.31	0.343	0.018	0.028	980.524	0.439	3.557	0.436	0.183
7247	16.57	75.674	4.062	12.478	0.244	<PO	1.174	1893.768	0.336	3.105	0.4	0.043
7248	9.182	61.076	5.546	10.267	0.194	<PO	<PO	1535.914	0.279	1.985	0.303	0.035
7249	7.253	43.566	5.246	11.038	0.12	<PO	<PO	98.402	0.308	0.692	0.81	0.05
7254	18.618	83.432	7.018	40.495	1.437	0.014	0.429	555.571	1.088	4.648	1.603	0.256
7255	5.985	97.921	7.974	31.58	0.716	0.101	0.181	19.452	0.924	4.526	1.09	0.124
1644	1.131	257.383	1.967	11.314	0.013	0.013	<PO	10.331	0.287	1.281	0.406	0.258
людиковийский надгоризонт												
7250	95.013	97.546	18.883	282.048	10.754	0.476	5.822	532.588	8.352	1.761	10.134	3.171
7251	98.997	104.505	18.132	205.134	9.935	0.575	5.754	519.481	6.046	2.179	9.182	2.739

Примечание. <PO – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Основываясь на имеющихся аномалиях редких и рассеянных элементов, а также на абсолютных содержаниях Sr и аргументах Ф. Франчи об источении стронцием при поступлении метеорных

вод в зону карбонатообразования [Franshi, 2018], можно предполагать для ятулия обеих структур следующее соответствие геохимических характеристик обстановкам в палеобассейне:

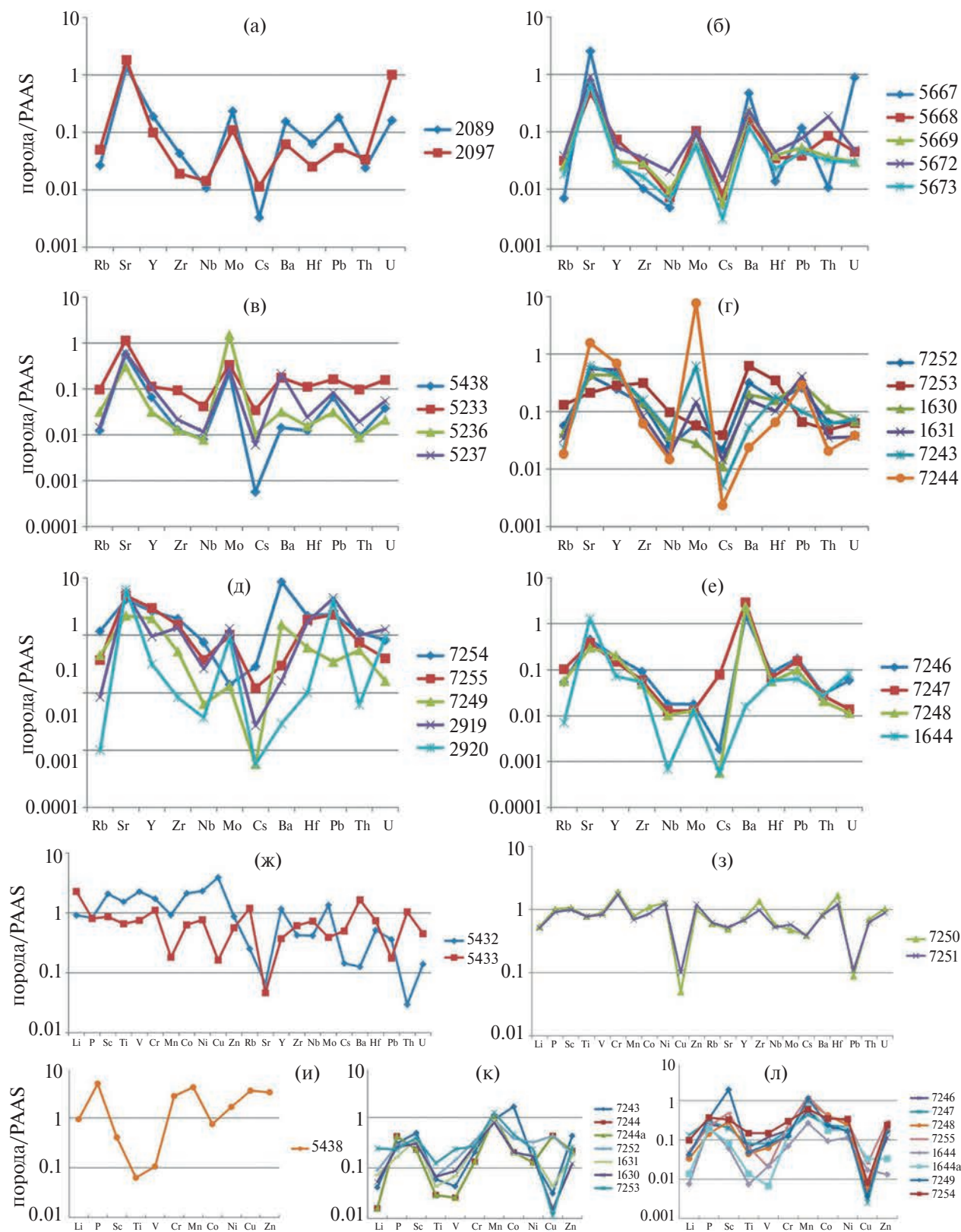


Рис. 5. Спайдердиаграммы редких и рассеянных элементов в карбонатных породах ятулийского и карбонатсодержащих породах низов людиковийского надгоризонтов Онежской и Пана-Куолярвинской структур. Нормировано по постархейскому австралийскому сланцу RAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].
Условные обозначения см. рис. 4.

мелководные — $Sr > 125$ мкг/г, но не достигает кларковых величин для карбонатных пород [Григорьев, 2009]; лагунные — $Sr > 400$ мкг/г; обстановки, когда происходило смешение с метеорными водами — $Sr < 125$ мкг/г. Для мелководных открыто-морских условий $Sr < 50$ мкг/г; и, предположительно для обстановок плайи $Sr > 230$ мкг/г и сабхи — $Sr 60\text{--}230$ мкг/г. Строматолиты Онежской структуры (обр. 6236, 6245а) формировались преимущественно в мелководной зоне ($Sr 136\text{--}285$ мкг/г), временами происходило сокращение связей с открытым морем, и условия приближались к лагунным ($Sr 426\text{--}544$ мкг/г). В отдельные моменты времени усиливалось поступление вод с континента ($Sr 34\text{--}121$ мкг/г).

В раннем людиковии в Пана-Куолярвинский бассейн продолжают поступать метеорные воды ($Sr 98\text{--}105$ мкг/г). В карбонатсодержащих алевролитах Онежской структуры содержание Sr (9–13 мкг/г) резко уменьшается, что можно связывать либо с аномально низкой концентрацией стронция в Онежском людиковийском палеобассейне, либо с его потерями на стадии диагенеза осадков.

Геохимические характеристики фациальных обстановок в палеопротерозойских бассейнах Карельского кратона

Рассматриваемые бассейны заложились в палеопротерозое на размытой поверхности архейского фундамента Карельского кратона: Онежская структура в южной части, а Пана-Куолярвинская — в северо-западной части кратона. Изучение микробиальных построек ятулийского возраста позволило определить фациальные обстановки, существовавшие в то время в Онежском бассейне. Фации, выделенные по геолого-литологическим данным [Melezhik et al., 1999], были дополнены интерпретацией по геохимическим характеристикам отложений [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010]. Авторы указанных работ использовали Fe/Mn отношение, содержание Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$. По их данным геохимические параметры $Fe/Mn < 0.40$, $Sr > 230$ мкг/г, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70607\text{--}0.70668$ характеризуют осадки обстановки плайевого озера. Для осадков приморской сабхи приведены величины: $Fe/Mn < 0.40$, $Sr 60\text{--}230$ мкг/г, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70499\text{--}0.70518$ и для морского мелководья — $Fe/Mn > 0.40$, $Sr < 130$ мкг/г, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70343\text{--}0.70442$. Было также установлено уменьшение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морских доломитах: от 0.70418–0.70442 в начале позднего ятулия — до 0.70343–0.70409 при его

окончании [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010].

Согласно геолого-литологическим данным, строматолиты из разреза Онежской структуры образовались в обстановке плайевого озера (обр. 6236) и закрытой лагуны (обр. 6245а). Значения Fe/Mn в карбонатных строматолитах были рассчитаны по результатам определения концентраций элементов в образцах методом ICP MS и составляют в них: 34 (обр. 6236) и 8 (обр. 6245а). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.7066 при содержании Sr , равном 94 мкг/г (обр. 6236), что отличается от данных, приведенных в работах [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010]. В обр. 6245а показатели следующие: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7116$, при содержании Sr , равном 162 мкг/г (определения А.Б. Кузнецова, ИГГД РАН). По результатам исследования методом LA ICP MS в отдельных наслоениях строматолитов, получены следующие значения: $Fe/Mn = 0.3\text{--}1$ (обр. 6236), $Sr = 34\text{--}544$ мкг/г, что, согласно критериям из работ [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010], соответствует широкому спектру обстановок от плайевого озера и сабхи до мелководного морского бассейна. Величина отношения Fe/Mn (обр. 6245а) изменяется от 0.2 до 14, $Sr = 66\text{--}285$ мкг/г, что соответствует условиям и сабхи, и плайевого озера, и мелководного бассейна. Выводы, полученные по геохимическим показателям, используемым в работах [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010], вступают в противоречие с данными по Y/No . Величины $Y/No < 26$ не являются характерными для условий сабхи, а значения $Y/No > 40$ указывают на условия открытого морского бассейна [Tostevin et al., 2016; Ribeiro et al., 2021]. Условия лагуны, в которых, как можно предположить, формировалась строматолитовая постройка (обр. 6245а), не подтверждаются высоким значением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкой концентрацией Sr в строматолитовых карбонатах.

В работе [Melezhik et al., 2013] приведены литолого-геологические доказательства образования карбонатных пород, залегающих в той части разреза, к которой относятся образцы 5233, 5236, 5237, в обстановке сабхи. Это подтверждается концентрациями в них Sr (60–230 мкг/г), но определенные в них значения отношения Fe/Mn не согласуются с указанным для карбонатов сабхи в работах [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010]. Значения Y/No (25–30) в них характерны для условий сабхи и указывают на значительное поступление вод с суши во время формирования карбонатных пород.

В Пана-Куоляярвинской структуре, в карбонатах нижней части разреза онежского горизонта величина Fe/Mn составляет 3–9, при содержании стронция 95–507 мкг/г. В карбонатных породах средней части разреза онежского горизонта этой структуры величина Fe/Mn составляет 19–47, при содержании стронция 83–311 мкг/г, что соответствует условиям мелководья, с периодическим поступлением в бассейн дополнительного Sr с водами, стекающими с континента. В карбонатных породах верхней части онежского горизонта Пана-Куоляярвинской структуры величина Fe/Mn составляет 2–33, при содержании стронция Sr 44–98 мкг/г (257 мкг/г в обр. 1644). Приведенные показатели характерны для мелководной морской обстановки карбонатакопления без дополнительного привноса Sr и не согласуются с данными о концентрациях Sr, приведенными для мелководья [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010], но приводят к таким же выводам, как основанные на данных по редкоземельным элементам и Y/No.

Полученные нами результаты исследования геохимических особенностей карбонатных образований двух крупных синклинальных структур показывают, что для подтверждения реконструкций обстановок карбонатакопления, основанных на геолого-литологических данных, необходимо использовать также и данные о вариациях содержания редких и рассеянных элементов, распределении РЗЭ и величинах Y/No в карбонатных породах. Выводы, основанные лишь на использовании одного–двух геохимических индикаторов, не будут являться корректными.

Редокс-условия в бассейнах седиментации

По насыщенности вод древних бассейнов кислородом выделяют окислительное, дизоксидное и бескислородное состояния [Hatch, Leventhal, 1992]. Для определения состояния вод палеобассейнов используют микроэлементы, чувствительные к редокс-условиям: V, Ni, U, Th, Mo, Co, Cr и др. [Jones, Manning, 1994; Hatch, Leventhal, 1992]. Большинство предложенных в специальной литературе индикаторов были разработаны и применялись для бассейнов преимущественно с терригенным осадконакоплением, хотя есть примеры успешного применения отдельных геохимических маркеров для карбонатных пород [Маслов и др., 2019; Мизенс, Дуб, 2022].

При оценке редокс-условий в древних бассейнах с карбонатакоплением используют геохимические индикаторы с V ($V/(V+Ni)$; V/Cr) [Lewan, 1984; Hatch, Leventhal, 1992]; Jones,

Manning, 1994], а также отношения Mo/Mn [Холодов, Недумов, 1991] и Ni/Co [Jones, Manning, 1994], содержание “аутигенного урана” [Jones, Manning, 1994]. Элементы V, Mo способны накапливаться в осадке в условиях обедненности среды осадконакопления кислородом, т.к. они образуют с кислородом растворимые соединения. Ni наряду с Cu, Zn предположительно связаны с органическим веществом [Rico et al., 2020]. Помимо этого, Ni может входить в состав пирита, образующегося в присутствии сероводорода. Повышенное поступление в осадок перечисленных элементов обуславливается бескислородными эвксинными условиями среды. Cr и Co в присутствии кислорода образуют растворимые соединения, следовательно, они также могут накапливаться в бескислородных условиях.

В карбонатных породах содержание V, по данным [Григорьев, 2009], составляет 31 мкг/г, Ni – 12 мкг/г, Cr – 43 мкг/г. В карбонатных породах ятулия в Пана-Куоляярвинской структуре среднее содержание V варьирует от 11 до 20 мкг/г, Ni – 12 мкг/г, Co – от 6 до 7 мкг/г, Cr – от 19 до 32 мкг/г. Основываясь на приведенных величинах концентраций элементов, можно предполагать присутствие растворенного кислорода в Пана-Куоляярвинском палеобассейне в ятулийское время. Окислительные (скорее дизоксидные) условия в палеобассейне подтверждаются отрицательной аномалией Ce в карбонатных породах, хотя и незначительной. Величина Ce/Ce^* возрастает от 0.7 в начале ятулия, и до 0.9 – при его окончании.

В Онежской структуре содержание перечисленных элементов в карбонатных породах ятулия может быть, как выше, так и ниже кларкового уровня. В образцах строматолитов содержание V, Ni, Co, Cr было определено в отдельных наслоениях в образце 6236 и в образце 6245а (далее показан в скобках для сравнения): V – 9–12 (33–57) мкг/г, Ni – 0–4 (32–49) мкг/г, Cr – 15–24 (33–41) мкг/г, Co – 1–2 (5–16) мкг/г. Приведенные данные по наслоениям двух строматолитов из разреза ятулия Онежской структуры показывают обеднение V, Ni, Cr, Co в обр. 6236 и обогащение этими элементами обр. 6245а. В Онежском палеобассейне от раннеонежского времени к позднеонежскому происходила смена дизоксидных обстановок на окислительные, и вновь на дизоксидные, что подтверждается и вариациями Ce/Ce^* .

Если основываться на величинах отдельных геохимических индикаторов для оценки редокс-условий, то можно прийти к следующим выводам. Величина отношения Ni/Co < 5 [Jones, Manning,

1994] указывает на существование исключительно окислительных условий в палеобассейнах Пана-Куолярвинской и Онежской структур как в ятулии, так и при переходе ятулий–людиковый. Однако при использовании данного индикатора нельзя исключить вероятность того, что Ni/Co отношение может показать “случайные” тренды из-за присутствия в породе органического углерода и диагенетической мобилизации Ni .

Согласно величинам отношения, V/Cr , и в Онежском, и в Пана-Куолярвинском (за исключением $V/Cr = 1.2$ в обр. 7253) палеобассейнах в ятулии и людиковии сохранялись окислительные условия. Для хорошо аэрируемых бассейнов отмечается повышенное V/Cr отношение (>2), что не характерно для карбонатных пород Онежской и Пана-Куолярвинской структур – ни для ятулии, ни для перехода к людиковию. При формировании строматолитовых построек в Онежской структуре, согласно величине V/Cr , происходило чередование окислительных ($V/Cr < 1$) и дизоксидных ($V/Cr 1–5$) условий.

Высокие величины $V/(V + Ni)$ в отдельных наслоениях строматолита (обр. 6236) указывают на то, что обстановка в Онежском палеобассейне

в отдельные моменты могла становиться эксинной (рис. 6а, 6б). Однако другие геохимические маркеры, наряду с отсутствующей корреляцией Se и Eu/Eu^* , не показывают присутствия эксинных условий ни в одном из бассейнов седиментации. Величина $V/(V + Ni)$ в карбонатных породах Пана-Куолярвинской структуры характерна для чередующихся бескислородных и дизоксидных обстановок (см. рис. 6в, 6г).

Величина индикаторного отношения Mo/Mn (<0.01) указывает на формирование карбонатных пород двух структур в ятулии и раннем людиковии в хорошо аэрируемых условиях. Но в присутствии кислорода чутко реагирующий на редокс-условия Mn осаждается, что должно выразиться в его повышенных концентрациях. Однако в Онежской структуре ятулийские карбонатные породы содержат Mn значительно меньше его кларка для карбонатных пород [Григорьев, 2009]. В карбонатах ятулии Пана-Куолярвинской структуры его содержание выше, составляя в среднем 765 мкг/г. В людиковийском разрезе Онежской структуры присутствуют карбонатсодержащие породы как обогащенные, так и обедненные Mn . Среднее содержание Mn

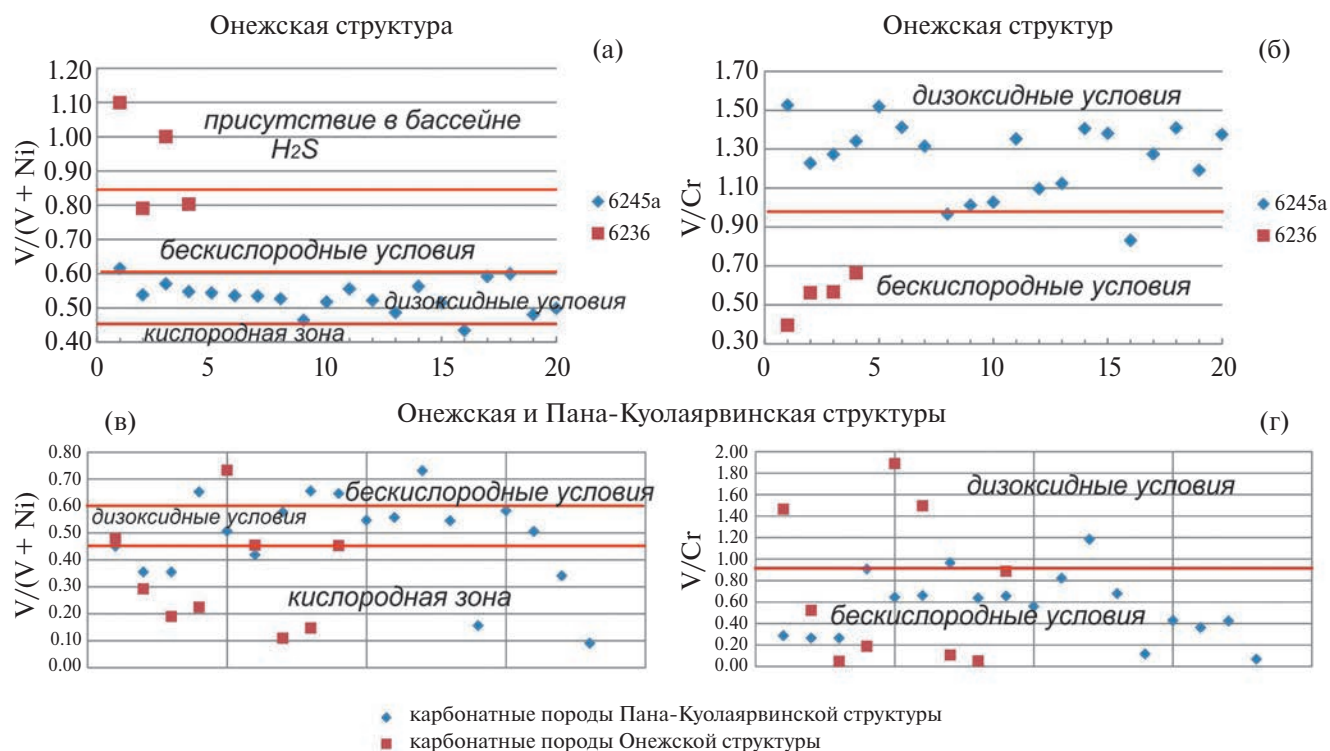


Рис. 6. Редокс-условия в позднеятулийских бассейнах седиментации (Онежская и Пана-Куолярвинская структуры). Границы раздела зон проведены по [Jones, Manning, 1994; Hatch, Leventhal, 1992]. На горизонтальной оси показаны: а, б – номера наслоений строматолитов; в, г – образцы карбонатных пород.

в карбонатсодержащих алевролитах Пана-Куолярвинской структуры достигает 660 мкг/г.

Мо наряду с Mn реагирует на содержание кислорода в морской воде на границе осадок–вода и в поровых водах осадка, что приводит к увеличению концентраций Мо в осадке и формирующихся из него породах. По данным [Scott, Lyons, 2012], при содержании Мо > 30 мкг/г в осадочных породах можно предполагать эвксинные условия в бассейне седиментации, а при содержании Мо от 1 до 30 мкг/г – бескислородные неэвксинные условия. Если судить только по концентрациям Мо в карбонатных породах онежского горизонта, то можно говорить о преобладании бескислородных неэвксинных условий в ятулии в обеих структурах, иногда сменяемых дизоксидными обстановками.

Вывод о существовании в палеобассейнах чередующихся окислительных – дизоксидных условий подтверждается данными только по отдельным геохимическим показателям (см. рис. 6а–6г).

Подводя итог, можно сказать, что величины геохимического редокс-параметра Ni/Co указывают на существование в обоих палеобассейнах окислительных условий. В то же время показатель V/Cr приводит к заключению об отсутствии в них хорошей циркуляции. Вариации величины Мо/Mn позволяют предполагать хорошую циркуляцию вод в обоих палеобассейнах и нормальное содержание в них кислорода. Однако при использовании редокс-параметра V/(V + Ni) приходим к заключению о возможности бескислородных условий, иногда доходящих до эвксинных в Онежском палеобассейне и о чередовании бескислородных и дизоксидных условий в Пана-Куолярвинском. Это показывает, что использование только геохимических индикаторов, не позволяет прийти к однозначным выводам, согласующимися с другими данными.

Мы считаем, что окислительные условия существовали ограниченное время только в Онежском бассейне, что подтверждается низкими Ce/Ce* в отдельных карбонатных образованиях онежского горизонта ятулия. В основном, в обоих палеобассейнах содержание кислорода было близким к границе перехода от дизоксидных – к окислительным условиям, что доказывается отсутствием корреляции между аномалиями Eu и Ce. В карбонатных породах рассматриваемых структур и в ятулии, и при переходе от ятулия к людикивию наблюдается незначительная положительная аномалия Eu. При высоком содержании кислорода в водах палеобассейна, вместе с ней должна была возникнуть значительная отрицательная

аномалия церия, что для рассматриваемых карбонатных пород не характерно. Аргументы в пользу появления Eu-аномалии в результате смены кислородных – бескислородных условий в палеобассейнах подробно рассмотрены в работе [Rodler, 2016]. Влияние на “характер” и величину аномалии постседиментационных процессов изложены в работах [Hohl et al., 2021; Bonnand et al., 2020].

Для элементов, поведение которых является чувствительным к присутствию кислорода в морской воде (U, Mo, V, Cr, Co, Ni), следует ожидать корреляционной связи между величинами концентраций и значениями геохимических редокс-параметров. Но коэффициенты корреляции в исследованных карбонатных породах, как правило, не превышают значений 0.1 (Пана-Куолярвинская структура) и 0.5 (Онежская структура). За исключением отчетливо выраженной связи между V/(V + Ni) и содержанием Cr ($r = 1$), а также V/(V + Ni) и содержанием Co ($r = 0.8$), выявленной при анализе наслоений строматолита (обр. 6236).

Невысокие величины Y/No объясняются поступлением в бассейн седиментации вод с континента [Ribeiro et al., 2021]. Это согласуется с представлениями о преимущественно мелководных условиях в ятулии и раннем людикивии в Онежском палеобассейне, и о мелководных открыто-морских – в Пана-Куолярвинском палеобассейне. Онежский бассейн иногда терял связь с открытым морем, но в Пана-Куолярвинском бассейне эта связь сохранялась на протяжении всего ятулия и раннего людикивия.

Для выяснения условий мелководности–глубоководности карбонатакопления в палеобассейнах предложено использовать величину отношения Sr/Rb, рост которой указывает на усиление глубинных условий [Gregg et al., 2015].

Если основываться на величине этого показателя, то в Пана-Куолярвинском бассейне в ятулии условия глубоководности сменяются на мелководные: Sr/Rb – 40 в нижней части разреза; Sr/Rb – 16 в средней его части и Sr/Rb до 1 в переходной части от ятулия людикивию. В Онежском палеобассейне глубоководные условия в раннеонезское время сменяются мелководными, а в позднем ятулии возобновляются глубоководные условия, вновь сменяясь на мелководные при переходе к людикивию. Выводы, к которым можно прийти, используя только показатель Sr/Rb, не всегда согласуются с имеющимися геолого-литологическими данными.

В переходной к лудиковию части разреза карбонатсодержащие с углеродом алевролиты в Пана-Куолярвинской структуре обогащены P, Sc, Cr, Ni, Zr, Hf и отчасти U. Безуглеродные алевролиты в Онежской структуре характеризуются повышенным содержанием Li, Sc, Ti, V, Cr, Ni, Cu и отчасти Ba. Подобное обогащение редкими и рассеянными элементами связано как с повышенным содержанием в породах терригенной примеси (в обеих структурах), так и присутствием углеродистого вещества (в Пана-Куолярвинской).

При использовании различных индикаторных отношений элементов в карбонатных породах, избавленных от силикокластического материала, с проверкой полученных выводов путем сравнения концентраций с кларками элементов в карбонатах [Григорьев, 2009], с дополнительным исследованием корреляционных связей между концентрациями элементов и величинами индикаторных отношений, мы пришли к заключению, что выводы, основанные исключительно на использовании геохимических маркеров, не являются надежными.

Мы считаем, что с учетом стабильности редкоземельных элементов в процессах диагенеза и перекристаллизации карбонатов, что аргументированно показал Ф. Франчи [Franchi et al., 2018], спектры РЗЭ, величины аномалий Ce и Eu и отношения концентраций отдельных лантаноидов, дополненные анализом парных корреляционных связей между элементами, позволяют более объективно оценить обстановку седиментации в палеобассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заложение двух палеопротерозойских бассейнов происходило на позднеархейском фундаменте Карельского кратона в начале ятулия: Онежского на юге, Пана-Куолярвинского на севере.

Карбонатонакопление зафиксировано в обоих палеобассейнах с раннеонежского времени. Карбонатные породы представлены в разрезе Онежской структуры преимущественно доломитами, в том числе строматолитовыми, а в разрезе Пана-Куолярвинской структуры известняками (иногда со строматолитами) и редкими доломитами. В позднем ятулии в Онежском палеобассейне наблюдается расцвет цианобактерий в прибрежно-морских условиях. Отдельные участки бассейна теряли связь с открытым морем, что приводило к развитию процессов эвапоритизации. В Пана-Куолярвинском бассейне в более

открыто-морских условиях подобного разнообразия цианобактериальных сообществ не существовало, процессы эвапоритизации не происходили.

В лудиковийское время в обоих палеобассейнах карбонатонакопление сокращается. В раннем лудиковии на юге Карельского кратона усиленное поступление в бассейн седиментации терригенного материала, позднее — органического вещества, привело к формированию шунгитов (Онежская структура). В северной части кратона при сокращении площади бассейна формирование карбонатных осадков сменяется накоплением терригенных с карбонатным цементом и позднее — чисто терригенных образований (Пана-Куолярвинская структура).

По геолого-литологическим данным, в Онежском палеобассейне в позднем ятулии существовали обстановки мелководные, лагунные, плайевого озера и приморской сабкхи; в Пана-Куолярвинском палеобассейне — мелководные обстановки с усилением поступления вод с континента и мелководные открыто-морские. Геохимические характеристики отложений, соответствующие обстановкам осадконакопления, следующие: мелководные обстановки — $Ce/Ce^* < 0.8$; $Eu/Eu^* \approx 1.2-2$; $(Pr/Yb)_{sh} < 2$; $(Gd/Yb)_{sh} < 2$; $125 < Sr < 300$ мкг/г, $Y/No = 30-33$; мелководные с усиленным поступлением вод с континента — $Ce/Ce^* < \approx 1$, $Eu/Eu^* > 1$, $Sr < 125$ мкг/г, $Y/No < 24$; обстановка лагуны — $Ce/Ce^* > 2.5$, $Eu/Eu^* > 2.5$, $(Pr/Yb)_{sh} < 1$, $(Gd/Yb)_{sh} < 1$, $Sr > 400$ мкг/г, $Y/No > 33$ (до 40); мелководные открыто-морские — $Ce/Ce^* > 1$ или аномалия отсутствует, $Eu/Eu^* > 1$ или аномалия отсутствует, $Sr < 50$ мкг/г, $Y/No > 45$. Предположительно, обстановка плайевого озера — $Ce/Ce^* \approx 1$; $Eu/Eu^* \approx 1$ или незначительная отрицательная аномалия; $Y/No < 25$, $(Pr/Yb)_{sh} > 1.5$; $(Gd/Yb)_{sh} > 1.5$; $Sr > 230$ мкг/г; и приморской сабкхи: $Sr = 60-230$ мкг/г, $Ce/Ce^* \approx 1$ или незначительная отрицательная аномалия, $Eu/Eu^* > 1.2$; $(Pr/Yb)_{sh} \approx 1$; $1 < (Gd/Yb)_{sh} < 2$; $Y/No = 25-40$.

В палеопротерозойских бассейнах седиментации Онежском и Пана-Куолярвинском содержание кислорода в течение карбонатонакопления было близким к границе перехода диксидных к окислительным условиям. Окислительные условия существовали ограниченное время только в Онежском бассейне. При формировании строматолитов изменения содержания кислорода в воде происходили непосредственно в контакте со строматолитовой постройкой, что создавало возможность существования кислородных “оазисов” в палеобассейне с диксидными условиями.

Геохимические маркеры ($V/(V + Ni)$, V/Cr , Co/Ni , Mo/Mn) при их использовании для реконструкции редокс-условий в палеобассейнах с карбонатным осадконакоплением дают противоречивые результаты. Выводы, основанные исключительно на использовании геохимических маркеров, не являются достаточными. Наиболее близко согласуются с геолого-литологическими данными выводы о седиментационных обстановках и редокс-условиях карбонатакопления, сделанные на основе анализа спектров РЗЭ, величин аномалий Ce и Eu и отношений отдельных лантаноидов, дополненные анализом парных корреляционных связей между редокс-чувствительными элементами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам Аналитического центра Института геологии Карельского НЦ РАН М.В. Эховой, А.С. Парамонову, А.Н. Терновому за помощь в исследовании образцов горных пород. Авторы признательны анонимным рецензентам за внимательное отношение к рукописи и высказанные замечания, позволившие значительно улучшить текст статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы проводились в рамках государственного задания ИГ КарНЦ РАН по теме НИР № 215 (FMEN-2023-0009).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология шунгитоносных, вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: "Карелия", 1982. 204 с.

Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я. и др. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия метакарбонатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29 № 2. С. 3–22.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X21020022>

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 162 с.

Дуб С.А., Мизенс Г.А. Геохимия редкоземельных элементов и цериевая аномалия в морских осадочных карбонатах: современные представления // Вестник геонаук. 2023. Т. 347. № 11. С. 3–17.
<https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.1>

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я. и др. Sr- и C-хемотратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.
<https://doi.org/10.31857/S0869590321010039>

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X14060039>

Куликов В.С., Куликова В.В. Куолаярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 28–38.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
<https://doi.org/10.17076/geo444>

Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.

Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России: материалы Всероссийской конференции, Петрозаводск, 12–15 ноября 2007 / Ред. Д.В. Рундквист и др. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 241–245.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А. и др. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 5. С. 659–686.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>

Медведев П.В., Макарихин В.В. Признаки участия живых организмов в палеопротерозойском осадконакоплении на территории Фенноскандинавского щита // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Т. II. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 226–228.

Мизенс Г.А., Дуб С.А. Геохимия известняков пограничного интервала нижнего–среднего карбона на Южном и Среднем Урале // Литосфера. 2022. Т. 22. № 3. С. 300–326.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: тулом-озерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.

Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 7. С. 54–73.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.

Aubineau J., Albania A.E., Bekker A. et al. Trace element perspective into the ca. 2.1-billion-year-old shallow-marine microbial mats from the Francelian Group, Gabon // Chem. Geol. 2020. V. 543. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119620>

Bonnand P., Lalonde S.V., Boyet M. et al. Post-depositional REE mobility in a Paleoarchean banded iron formation revealed by La–Ce geochronology: A cautionary tale for signals of ancient oxygenation // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 547. 116452.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116452>

Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J. et al. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates) // Sedimentology. 2010. V. 57. P. 824–844.

Gregg J.M., Bish D.L., Kaczmarek S.E. et al. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: a review // Sedimentology. 2015. V. 62. Iss. 6. P. 1749–1769.
<https://doi.org/10.1111/sed.12202>

Franchi F., Hofmann A., Cavalazzi B. et al. Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (KessKess mounds, Anti-Atlas, Morocco) // Chem. Geol. 2015. V. 409. P. 69–86.

Franchi F. Petrographic and geochemical characterization of the Lower Transvaal Supergroup stromatolitic dolostones (Kanye Basin, Botswana) // Precambrian Res. 2018. V. 310. P. 93–113.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.02.018>

Hannah J.L., Stein H.J., Zimmerman A. et al. Re–Os geochronology of shungite: a 2.05 Ga fossil oil field in Karelia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. Iss. 12. P. 351.

Hatch J.R., Leventhal J.S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dermis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA // Chem. Geol. 1992. V. 99. P. 65–82.

Hickman-Lewis K., Gourcerol B., Westall F. et al. Reconstructing Palaeoarchean microbial biomes flourishing in the presence of emergent landmasses using trace and rare earth element systematics // Precambrian Res. 2020. V. 342. P. 1–25.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105689>

Hohl S.V., Viehmann S. Stromatolites as geochemical archives to reconstruct microbial habitats through deep time: Potential and pitfalls of novel radiogenic and stable isotope systems // Earth-Sci. Rev. 2021. V. 218. P. 103683.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103683>

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. V. 371. P. 1–87.

Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M. et al. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 182. Iss. 4. P. 300–312.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.006>

Lawrence M.G., Greig A., Collerson K.D., Kamber B.S. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // Aquatic Geochemistry. 2006. V. 12. P. 39–72.
<https://doi.org/10.1007/s10498-005-4471-8>

Lewan M.D. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2231–2238.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V. Extreme ¹³C_{carb} enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite – “red beds” association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999. V. 48. P. 71–120.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A.T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events // Earth-Science Reviews. 2015. V. 147. P. 65–98.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.05.005>

Melezhik V.A., Fallick A.E., Rychanchik D.V., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate, $\delta^{13}\text{C}$ excursions and the rise of atmospheric oxygen // Terra Nova. 2005. V. 17. P. 141–148.

- Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J. et al.* Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // *Geology*. 2007. V. 35. P. 655–658.
- Melezhik V.A., Medvedev P.V., Syetov S.A.* The Onega Basin // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. V. 1 / Eds V.A. Melezhik, A.R. Prave, E.J. Hanks. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 387–490. https://doi.org/10.1007/978-3-642-29682-6_9
- Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. V. 1–3. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-29682-6>
- Ribeiro T.S., Misi A., dos Santos de Oliveira L.R. et al.* Evidence of Paleoproterozoic phosphogenesis in the Salvador-Curaca Orogen (Tanque Novo-Ipira Complex), northeastern Sao Francisco Craton, Brazil // *Brazilian Journal of Geology*. 2021. V. 51(3): e20190137. P. 1–30. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202120190137>
- Rico K.I., Sheldon N.D., Kinsman-Costello L.E.* Associations between redox-sensitive trace metals and microbial communities in a Proterozoic Ocean analogue // *Geobiology*. 2020. V. 18. P. 462–475. DOI: 10.1111/gbi.12388
- Rodler A.S., Hohl S.V., Guo Q., Frei R.* Chromium isotope stratigraphy of Ediacaran cap dolostones, Doushantuo Formation, South China // *Chem. Geol.* 2016. V. 436. P. 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.05.001>
- Scott C., Lyons T.W.* Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary rocks: Refining the paleoproxies // *Chem. Geol.* 2012. V. 324–325. P. 19–27. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.012>
- Swart P.K.* The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future // *Sedimentology*. 2015. V. 62. P. 1233–1304. <https://doi.org/10.1111/sed.12205>
- Tang L., Santosh M., Tsunogae T., Maruoka T.* Paleoproterozoic meta-carbonates from the central segment of the Trans-North China Orogen: Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and carbon and oxygen isotopes // *Precambrian Res.* 2016. V. 284. P. 14–29. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.08.001>
- Tobia F.H., Aqrabi A.M.* Geochemistry of rare earth elements in carbonate rocks of the Mirga Mir Formation (Lower Triassic), Kurdistan Region, Iraq // *Arab. J. Geosci.* 2016. V. 9. P. 259. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2148-1>
- Tostevin R., Shields G.A., Tarbuck G.M. et al.* Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings // *Chem. Geol.* 2016. V. 438. P. 146–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>
- Wang Q., Lin Z., Chen D.* Geochemical constraints on the origin of Doushantuo cap carbonates in the Yangtze Gorges area, South China // *Sediment. Geol.* 2014. V. 304. P. 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.02.006>
- Warke M.R., Strauss H., Schroder S.* Positive cerium anomalies imply pre-GOE redox stratification and manganese oxidation in Paleoproterozoic shallow marine environments // *Precambrian Res.* 2020. V. 344. P. 105767. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105767>
- Xunyun H., Jianfeng S., Anjiang S. et al.* Geochemical characteristics and origin of dolomite: A case study from the middle assemblage of Ordovician Majiagou Formation Member 5 of the west of Jingbian Gas Field, Ordos Basin, North China // *Petroleum exploration and development*. 2014. V. 41(3). P. 417–427. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(14\)60048-3](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(14)60048-3)
- Zhao Y., Wei W., Li S. et al.* Rare Earth Element geochemistry of carbonates as a proxy for deep time environmental reconstruction // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2021. V. 574. 110443. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo/2021.110443>

TO ASSESS THE CONDITIONS OF CARBONATE ROCKS FORMATION ON THE KARELIAN CRATON IN THE PALEOPROTEROZOIC BASED ON GEOCHEMICAL DATA

N. I. Kondrashova^{1,2,*}, P. V. Medvedev^{1,2}, A. V. Lyutikov¹

¹*Institute of Geology, Karelian Research Center of RAS, Pushkinskaya str., 11, Petrozavodsk, 185910 Russia*

²*Petrozavodsk State University, Lenin ave., 33, Petrozavodsk, 185910 Russia*

*e-mail: kondr@krc.karelia.ru

We present a comparative analysis of the carbonate sedimentation conditions in two Paleoproterozoic basins located in the south-east and north of the Late Archean Karelian craton in the North Onega and Pana-Kuolayarvi synclinories. The carbonate accumulation began in both paleobasins during the Late Jatulian. Carbonate rocks in the Onega sequence are predominantly dolostones, including stromatolite varieties, whereas in the Pan Kuolayarvi succession, they comprise both dolostones and limestones. During the Late Jatulian, cyanobacteria thrive in the coastal marine settings of the Onega basin. Some portions of the basin may have been disconnected from the open sea at this time, facilitating the development of evaporite processes. There was no such diversity of cyanobacterial communities in the Pana-Kuolayarvi basin, and there

was no evaporitization. According to geological and lithological data, shallow, lagoon, playa lake and sabha environments existed in the Onega paleobasin in the Late Jatulian time. In the Pana-Kuolayarvi paleobasin, the conditions are shallow, at times with increased water input from the continent, and open marine settings. The geochemical characteristics of the carbonate rocks we obtained lead to the same facies conclusions. The stromatolites in the Onega paleobasin were formed mainly in the intertidal zone, at times the connection of the basin with the open sea was reduced and the conditions approached the lagoon. The oxic conditions existed for a limited time during Jatulian only in the Onega basin. Basically, in the both sedimentation basins the oxygen content was close to the boundary of the transition from disoxic to oxic conditions. Fluctuations in the magnitude of the Ce anomaly in stromatolite laminae reflect changes in the oxygen content in water directly in contact with the stromatolite buildup, which creates the possibility of the existence of oxygen “oases” in the paleobasin with disoxic and oxygen-deficient conditions. Conclusions about redox conditions existing in the paleobasin, based only on geochemical markers, are not sufficient. Conclusions regarding the conditions prevailing in a paleobasin with carbonate sedimentation agree maximally with geological and lithological data based on a set of geochemical characteristics, including REE spectra, values of Ce and Eu anomalies, and ratios of individual lanthanides. These conclusions are supplemented by an analysis of paired correlations between redox-sensitive elements.

Keywords: carbonate rocks, paleobasin sedimentation, rare earth elements, inductively coupled plasma mass spectrometry, Paleoproterozoic, North Onega and Pana-Kuolayarvi synclinories, Karelian craton



УРАЛЬСКОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ БИЕННАЛЕ-2024

В октябре 2024 г. в стенах Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (Екатеринбург) состоялось традиционное Уральское литологическое биеннале, включавшее 14 Уральское литологическое совещание "Гетерогенность в осадочных системах" и 5 Всероссийскую школу студентов, аспирантов, молодых специалистов и ученых по литологии "Литология: проблемы интеграции фундаментальной и прикладной науки". Непосредственным организатором биеннале выступила лаборатория литологии ИГГ УрО РАН. Мероприятие проходило под знаком 300-летия Российской Академии Наук, "Десятилетия науки и технологий" и 85-летия ИГГ УрО РАН.

На сайте биеннале зарегистрировались около 120 участников, представлявшие более чем 40 научных и производственных организаций России и ближнего зарубежья, в том числе студенты

и аспиранты из крупнейших профильных вузов — Уральского горного, Казанского, Санкт-Петербургского, Новосибирского, Томского и Саратовского университетов и ряда институтов РАН. Приехали же в столицу Урала 65 специалистов.

За 5 дней насыщенной программы заслушано около 60 устных докладов, в том числе пленарные выступления, устные как очные, так и онлайн сообщения, кроме того, прошла стендовая сессия, включавшая в том числе и материалы заочных участников. Все желающие могли смотреть прямую трансляцию заседаний и активно участвовать в дискуссии, задавая вопросы в чате. Количество онлайн участников в некоторые дни работы биеннале превышало 80 человек.

К началу биеннале были выпущены два тома материалов, содержащие тезисы докладов (в общей сложности 100), представленных на Совещание и на Школу. В целом структура обоих

мероприятий принципиально не отличалась от традиционных биеннале прошлых лет: утренние заседания были отданы пленарным докладам и лекциям продолжительностью 40–45 минут. Эти сообщения имели особую цель — состоявшиеся ученые должны были на собственном опыте показать весь сложный, а иногда и причудливый, путь научного исследования: постановку цели и задач, выбор объекта, непосредственно работу на объекте, интерпретацию собранных фактов и их анализ, процесс формулировки выводов, апробацию полученных результатов Организаторы надеялись, что именно эти примеры помогут увидеть, может быть и сложный, но прекрасный путь настоящего ученого. На лекторской трибуне представлялось пространство не только известным специалистам, но и самим молодым ученым. Среди приглашенных Оргкомитетом лекторов были А.В. Маслов (ГИН РАН, Москва), А.Н. Кольчугин (КФУ, Казань), А.Н. Сандула (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), О.Ю. Мельничук, М.С. Глухов (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), С.Н. Кох (ИГМ СО РАН, Новосибирск). В программе вечерних заседаний стояли устные сообщения до 15 минут. В этом году, по просьбам участников, в программе биеннале специально не выделялись доклады молодых коллег-участников Школы, тем самым они чувствовали себя увереннее и выступали на равных с более опытными специалистами.

Актуальность биеннале обусловлена тем, что в последнее время в литологии, геохимии осадочных пород и минерогении все большее внимание уделяется вопросам изучения неоднородности многокомпонентных осадочных ассоциаций, как на уровне образца, так и в масштабе крупных геологических тел. Ведутся исследования микстолитов, коллекторов углеводородов, рудовмещающих отложений, осадочных последовательностей смешанного типа (карбонатно-терригенных, терригенно-карбонатных, глинисто-кремнистых, соленосных и т.д.); особое внимание уделяется диагностике пирокластики и космогенного материала в осадочных толщах. В рамках Уральского литологического биеннале-2024 обсуждались актуальные проблемы классической и нефтегазовой литологии и минерогении, процессы современного и древнего осадконакопления и литогенеза, палеогеография и палеотектоника осадочных бассейнов разного возраста.

Отметим, что тематика биеннале включала не только традиционные литологические работы. Так, например, в программе были представлены результаты исследований на стыке литологии и других наук о Земле: минералогии, изотопной геохимии, палеонтологии и стратиграфии, нефтегазовой геологии и даже метеоритики.

В целях поощрения молодых участников Школы их сообщения оценивались “конкурсной комиссией” из нескольких докторов наук и профессоров различных вузов и Российской Академии Наук. После долгого обсуждения комиссия выделила 4 доклада: лучшей признана работа А.С. Хаюзкина (КФУ, Казань), диплом второй степени получил Д.С. Горяйнов (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), третье место разделили А.Д. Скоморохова (ГИН РАН, Москва) и К.А. Тихонова (“КрасноярскНИПИнефть”, Красноярск).

Все участники Совещания и Школы отмечали теплое и дружеское настроение на протяжении всего биеннале, что позволило в комфортных условиях провести колоссальную работу, многочисленные вопросы не иссякали, и в связи с ограниченностью времени дискуссии перетекали в кулуары. Участники делились по интересам, обменивались контактами, а иногда, благодаря неожиданно увлекательному докладу, слушатель погружался в новую для него тематику. Обмен советами, обмен литературой, презентациями и данными — вот старт для новых изысканий и новых коллабораций.

Участники биеннале отметили, несмотря на широкое развитие современных информационных технологий, нехватку такого живого общения с коллегами-единомышленниками, и высказали пожелание вернуться к практике регулярного проведения конференции, ведь именно в процессе общения рождаются новые идеи, ученые получают новый импульс к развитию, питаются энергией друг друга, зажигают огонь в сердцах и головах.

По материалам конференции в 2025 г. будет опубликован специальный выпуск журнала “Литосфера”. Материалы Уральского литологического биеннале-2024 размещены на сайте конференций УрО РАН (conf.uran.ru), на сайте ИГГ УрО РАН в разделе Публикации (www.igg.uran.ru), а также на специализированном сайте www.lithology.ru.

Л.В. Бадида, А.В. Маслов