ISSN 0024-497X Июль - Август 2024

Номер 4



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ







СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2024

_

Литогеохимия верхнедокембрийских терригенных отложений Беларуси. Сообщение 1. Валовый химический состав, общие черты и аномалии А. В. Маслов, О. Ю. Мельничук, А. Б. Кузнецов, В. Н. Подковыров	389
Проявления раннеолигоценового соленовского кризиса на северном шельфе Восточного Паратетиса И. С. Патина, Г. М. Горкин, И. С. Постникова	418
Литология, источники питания и обстановки формирования верхнетриасовых отложений Юго-Западного Приморья А. И. Малиновский	429
Редкоземельные элементы в оксигидроксидах железа из содержащих железоокисляющие бактерии биопленок С. Б. Фелицын	452
Необычная минерализация в андезибазальте подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) В. А. Рашидов, В. В. Петрова, В. В. Ананьев, Н. В. Горькова	462
Литология и условия осадконакопления терминального мела разреза горы Клементьева (Восточный Крым) Д. М. Коршунов, П. А. Прошина, И. П. Рябов, Б. Г. Покровский, В. А. Мусатов	487

No. 4, 2024

Lithogeochemistry of upper precambrian terrigenous rocks of Belarus.	
A. V. Maslov, O. Yu. Melnichuk, A. B. Kuznetsov, V. N. Podkovyrov	389
Expressions of the solenovian early oligocene crisis on the northern shelf of the Eastern Paratethys I. S. Patina, G. M. Gorkin, I. S. Postnikova	418
Lithology, source areas and formation settings of upper triassic deposits of South-Western Primorye <i>A. I. Malinovsky</i>	429
Rare Earth Elements in fe oxyhydroxides from biofilms containing iron-oxidizing bacteria S. B. Felitsyn	452
Unusual mineralization in basaltic andesite of submarine volcano Esmeralda (Mariana Island Arc) V. A. Rashidov, V. V. Petrova, V. V. Ananyev, N. V. Gorkova	462
Lithology and sedimentation conditions of the latest Cretaceous of the Klementyeva Mountain section (Eastern Crimea)	
D. M. Korshunov, P. A. Proshina, I. P. Ryabov, B. G. Pokrovsky, V. A. Musatov	487

УДК 551

ЛИТОГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ. СООБЩЕНИЕ 1. ВАЛОВЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И АНОМАЛИИ

© 2024 г. А. В. Маслов^{*a*}, *, О. Ю. Мельничук^{*b*}, А. Б. Кузнецов^{*c*}, В. Н. Подковыров^{*c*}

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

^bИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110 Россия ^cИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mail: amas2004@mail.ru Поступила в редакцию 09.01.2024 г. После доработки 07.02.2024 г.

Принята к публикации 15.02.2024 г.

Первая из двух публикаций посвящена исследованию литогеохимических характеристик пилотной коллекции образцов песчаников и алевролитов верхнего докембрия Беларуси, отобранных из четырех скважин: Богушевская 1, Быховская, Лепель 1 и Кормянская. В этой статье проанализированы общие особенности их химического состава, а также показаны возможности и ограничения для дальнейших реконструкций. Установлено, что входящие в пилотную коллекцию рифейские и вендские породы, визуально определенные как песчаники, являются собственно кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми и аркозовыми разностями с различными типами цемента. Вендские "алевролиты" по своим геохимическим характеристикам отвечают крупно- и мелкозернистым алевролитам и в большей степени аргиллитам с преобладанием иллита, а также различной примесью бертьерина, каолинита и смектита. При сравнении величин обогащения (ЕF) этих пород редкими и рассеянными элементами, выявлен ряд отличий, обусловленных как вариациями в составе пород питающих областей, так и изменениями обстановок осадконакопления. Положение фигуративных точек изученных образцов на диаграмме Zr/Sc-Th/Sc позволяет считать, что в составе всех рифейских и вендских пород преобладает материал первого седиментационного цикла. Это предполагает, что литогеохимические характеристики пород пилотной коллекции достаточно корректно отражают аналогичные особенности комплексов пород питающих провинций и могут быть использованы для реконструкции палеогеодинамических и палеоклиматических факторов, контролировавших накопление осадочных последовательностей рифея и венда Беларуси.

Ключевые слова: рифей, венд, песчаники, алевролиты, глинистые породы, литогеохимические характеристики, Восточно-Европейская платформа, Беларусь

DOI: 10.31857/S0024497X24040011, EDN: ZOXPWS

Широко распространенные на западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в пределах Республики Беларусь верхнедокембрийские осадочные последовательности принадлежат и рифею, и венду [Махнач, 1966; Махнач и др., 1975 и др.; Геология ..., 2001; Стратиграфические ..., 2010; Киzmenkova et al., 2018; Кузьменкова и др., 2019а, 2019б; Лапцевич и др., 2023; Стрельцова и др., 2023]. Рифей Беларуси, как и в стратотипическом разрезе на Южном Урале, разделен на три эратемы — нижне-, средне- и верхнерифейскую. Его породы несогласно, с крупным стратиграфическим перерывом залегают на кристаллическом фундаменте ВЕП. Также несогласно они перекрыты покровно-ледниковой формацией вильчанской серии, а в случае отсутствия последней — вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями волынской серии венда.

К нижнему рифею здесь отнесена бобруйская серия, предположительно среднерифейский

возраст имеет шеровичская серия, а белорусская серия рассматривается как средне-верхнерифейский стратон [Стратиграфические ..., 2010]. Накопление указанных стратонов, как и осадочных серий венда, происходило в ряде последовательно сменявших друг друга крупных палеоструктур [Махнач и др., 1976; Геология ..., 2001; Kuzmenkova et al., 2018; Кузьменкова и др., 2019а, 20196; Стрельцова и др., 2023] – Волыно-Оршанском палеопрогибе/палеоавлакогене (шеровичская, белорусская и вильчанская серии), Волынско-Брестской крупной магматической провинции (КМП) и Кобринско-Могилевском (волынская серия), а также Кобринско-Полоцком палеопрогибе (валдайская серия).

При оценке представляемого нами материала и сделанных на основе его анализа выводов следует иметь в виду, что геохимические исследования осадочных, в том числе верхнедокембрийских, образований Беларуси имеют богатую и многолетнюю историю [Бордон, 1977 и др.; Махнач и др., 1982 и др.; Юдович, 2007; Kuzmenkova et al., 2018 и ссылки там]. Не останавливаясь на ней подробно, отметим только, что по данным, приведенным в монографии [Бордон, 1977], песчано-алевритовые, глинистые и тиллитоподобные породы глусской свиты нижнего венда обладают низким фоновым содержанием (ниже кларка) редких и рассеянных элементов. Распределение последних имеет пестрый характер, что указывает на преобладание в областях питания физического выветривания. Области сноса глусского времени были сложены породами кислого и, возможно, среднего состава. Песчано-алевритовые породы котлинской свиты верхнего венда обладают более высоким, чем кларк, содержанием Ті, Ga, Y и Ba. Распределение микроэлементов соответствует переходному подтипу пестрого типа Н.М. Страхова и, следовательно, в областях питания имело место не только физическое, но и химическое выветривание.

Настоящая и следующая за ней публикация в какой-то мере дополняют и расширяют сделанные ранее белорусскими коллегами выводы. Эти работы посвящены результатам исследований литогеохимических характеристик пилотной коллекции образцов песчаников и тонкозернистых обломочных пород (мелкозернистых глинистых алевролитов и глинистых пород), отобранных из разрезов белорусской, вильчанской, волынской и валдайской серий верхнего докембрия Беларуси. В них детализированы и в существенной степени расширены выводы о составе и эволюции пород источников тонкой алюмосиликокластики, полученные нами [Maslov et al., 2024] при анализе базы аналитических данных для терригенных пород (аргиллитов) волынского, редкинского и котлинского региоярусов, а также нижнего кембрия Беларуси и Волыни, приведенной в публикации [Jewula et al., 2022]. Дополнительно в этих работах рассмотрены палеогеодинамические, палеоклиматические и палеогеографические обстановки формирования ряда осадочных толщ рифея и венда.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РИФЕЯ И ВЕНДА

В данном разделе описаны в основном только те литостратиграфические подразделения белорусской, вильчанской, волынской и валдайской серий, представленные на территории Беларуси. из которых были отобраны образцы песчаников и алевролитов (рис. 1). Белорусская серия объединяет рогачевскую, руднянскую и стратиграфический аналог последней – пинскую, а также оршанскую свиты. Возраст всех перечисленных литостратиграфических единиц считается среднерифейским [Стратиграфические ..., 2010; Кузьменкова и др., 2019а, 2019б; Стрельцова и др., 2023]. В соответствии с недавней публикацией о возрасте обломочного циркона, накопление оршанской и пинской свит происходило 1.32–1.00 млрд лет назад [Paszkowski et al., 2019]. Завершающая разрез данной серии лапичская свита принадлежит верхнему рифею. Возраст ее, по данным Я. Шродона с соавторами [Srodon et al., 2022], составляет ~710 млн лет.

Рогачевская свита (мощность 40 м) сложена аркозовыми мелко-, средне- и разнозернистыми песчаниками. Она залегает на породах кристаллического фундамента, а местами на песчаниках бортниковской свиты шеровичской серии среднего? рифея [Геология ..., 2001; Стратиграфические ..., 2010; Кузьменкова и др., 2019а; Стрельцова и др., 2023]. Руднянская свита (300 м) представлена в основном олигомиктовыми, а в верхней части – почти чисто кварцевыми красноцветными песчаниками; среди них наблюдаются редкие прослои и частые "катуны" алевролитов и глин. В нижней части свиты (на протяжении 10-25 м от подошвы) можно видеть интервалы переслаивания варьирующих по гранулометрическому составу полевошпатово-кварцевых песчаников, в том числе грубозернистых с гравием и галькой, а непосредственно у подошвы наблюдается базальный конгломерат или глинистая брекчия [Геология ..., 2001].



Рис. 1. Схема расположения исследованных скважин (а) и сводная стратиграфическая колонка верхнего докембрия Беларуси (б), по [Стратиграфические ..., 2010] с упрошениями. Географическая основа заимствована с сайта https:// yandex.ru/maps/?ll=166.992700%2C21.912809&z=2.

1–3 – соотношения между стратонами (1 – согласные, 2 – несогласные, 3 – доказанные стратиграфические перерывы); 4 – опробованные интервалы разреза; 5 – скважины (1 – Быховская, 2 – Кормянская, 3 – Лепель 1, 4 – Богушевская 1). Возраст границ крупных стратиграфических подразделений (в млн лет) показан в соответствии с публикацией [Стратиграфические ..., 2010].

Пинская свита (мощность до 460 м) объединяет красноцветные олигомиктовые и мезомиктовые алевритистые песчаники и песчанистые алевролиты. По всему разрезу свиты присутствуют тонкие прослои аргиллитов и несколько маломошных (от первых метров до 5-10 м) пачек переслаивания тонкослоистых алевритово-глинистых пород и песчаников. В прослоях глинистых разностей здесь можно видеть трещины усыхания. Оршанская свита (до 620 м) практически полностью сложена красноцветными мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками. В основании свиты (на протяжении 7-10 м от подошвы) на породах подстилающей руднянской свиты залегает гравийно-галечный конгломерат [Геология ..., 2001]. По периферии одноименной впадины оршанская свита залегает на коре выветривания по породам кристаллического фундамента. Лапичская свита (до 82 м) несогласно залегает на красноцветных песчаниках и аргиллитах пинской или, реже, оршанской свит и с размывом перекрыта вильчанской серией. Свита объединяет строматолитовые и катаграфиевые доломиты с примесью песчано-алевритового и железисто-глинистого материала, песчаники с глинисто-доломитовым цементом, глинистые и песчанистые алевролиты, а также полимиктовые конгломераты, конглобрекчии и доломитовые брекчии [Геология ..., 2001; Srodon et al., 2022; Стрельцова и др., 2023]. Опубликованный недавно U-Th-Pb возраст детритового циркона из песчаников бортниковской и руднянской свит в Волыно-Оршанском прогибе показал, что накопление их произошло не позднее 1 млрд лет назад [Зайцева и др., 2023]. Таким образом, возраст шеровичской и белорусской серий, который ранее считался среднерифейским, в настоящее время определяется как позднерифейский.

Новые сведения о петрографии и геохимии литостратиграфических единиц рифея и венда Беларуси получены при изучении образцов руднянской, оршанской и глусской свит, вскрытых в 2017 г. параметрической скважиной Быховская в зоне сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины [Kuzmenkova et al., 2018]. В руднянской свите в скважине Быховская преобладают полимиктовые песчаники с плохо сортированным и плохо окатанными обломками кварца, полевого шпата, кварцита, гранита с гидрослюдой, монтмориллонитом, гематитом и реже каолинитом, а в верхней части появляются олигомиктовые песчаники. При этом гидролизатный модуль (ГМ) в полимиктовых песчаниках руднянской свиты составляет 0.32–0.13,

а в олигомиктовых он равен 0.06 [Kuzmenkova et al., 2018]. Оршанская свита сложена почти мономинеральными кварцевыми песчаниками с ГМ = 0.07. Разрез глусской свиты венда в скважине Быховская представлен моренными отложениями красных тиллитов преимущественно песчаной размерности, с включениями гальки и валунов кварцитов (ГМ = 0.11), флювиогляциальными отложениями с олигомиктовыми кварцевыми песками и песчаниками разной степени сортировки (ГМ = 0.04-0.19), и озерно-ледниковыми отложениями ленточных каолинит-гидрослюдистых глин сургучно-коричневого цвета ($\Gamma M = 0.58$). Сходный минеральный и химический состав песчаников и тиллитов глусской свиты и нижележащих песчаников руднянской и оршанской свит свидетельствует о значительной степени ассимиляции рифейских отложений вендским ледником [Kuzmenkova et al., 2018].

Вильчанская серия венда расчленяется на блонскую и глусскую свиты. Блонская свита (мощность 245 м) представлена в основном мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с небольшим количеством обломков гранитоидов, песчаников и песчано-доломитовых пород. Встречаются в ее разрезах также прослои глинистых пород и валунно-галечные конгломераты [Геология..., 2001]. Глусская свита (483 м) сложена тиллитами, олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, алеврито-глинистыми и глинистыми породами. Последние иногда характеризуются ленточной слоистостью и содержат мегакласты (гальки, гравий, песчано-гравийные скопления).

Волынская серия включает горбашевскую, ратайчицкую, клецкую, лукомльскую, гирскую, видиборскую и лиозненскую свиты. Горбашевская свита (30 м) – это крупнозернистые и разнозернистые аркозовые песчаники с прослоями алевролитов. Ратайчицкая свита (340 м) сложена базальтами, долеритобазальтами, их лавобрекчиями и туфами; в ее разрезах есть также андезидациты, дациты и трахириодациты [Махнач и др., 1976; Геология ..., 2001 и др.]. Клецкая свита (177 м) представлена туфами (псаммитовыми, алевритовыми и глинисто-алевритовыми), туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Лукомльская свита (80 м) объединяет туфогенные и туфогенно-осадочные породы - туффиты, туфогенные и/или вулканомиктово-аркозовые песчаники и алевролиты, а также гравелиты. Ратайчицкая, клецкая и лукомльская свиты рассматриваются как разнофациальные стратиграфические аналоги [Стратиграфические ..., 2010]. Гирская

свита (110 м) сложена красноцветными крупнои разнозернистыми аркозовыми и вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, гравийно-галечниковыми конгломератами, песчанистыми и глинистыми алевролитами. Видиборская свита (до 70 м) объединяет вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, глинистые алевролиты и глины [Махнач и др., 1976; Геология ..., 2001]. Лиозненская свита (50 м) представлена вулканомиктовыми и аркозовыми разнозернистыми, преимущественно крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Породы содержат глауконит. Лиозненская, гирская и видиборская свиты считаются стратиграфическими аналогами [Стратиграфические ..., 2010].

Валдайская серия объединяет низовскую, селявскую, черницкую и котлинскую свиты. Первые три свиты принадлежат редкинскому, а последняя отвечает котлинскому региоярусам венда. Низовская свита (47 м) представлена в основном крупно- и среднезернистыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами Геология ..., 2001; Стратиграфические ..., 2010; Лапцевич и др., 2023]. Селявская свита (57 м) сложена слюдистыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. В нижней ее части, по данным авторов работы [Голубкова и др., 2022], присутствуют прослои мелкозернистых слюдистых аркозовых песчаников. Черницкая свита (64 м) представлена преимущественно глинами и слюдистыми алевролитами, среди которых в нижней части можно видеть алевролиты и разнозернистые аркозовые песчаники. Для пород данного стратиграфического уровня довольно характерен пирит [Голубкова и др., 2022]. Котлинская свита (до 220 м) объединяет в различных сочетаниях аркозовые (а в верхней части свиты – кварцевые и полевошпатово-кварцевые) разнозернистые песчаники, аргиллиты и их алевритистые разности, слюдистые алевролиты, сидериты и аргиллиты с глауконитом.

По приведенным в публикации [Jewula et al., 2022] данным, тонкозернистые обломочные породы волынского уровня западной части Беларуси, где расположены скважины Кормянская и Быховская, и Волыни характеризуются средним содержанием кварца $\sim 14.0 \pm 8.0$ мас. %. Вверх по разрезу эта величина растет и в аргиллитах котлинской свиты составляет ~ 30.0 мас. % (здесь и далее приведены результаты определения количественного минерального состава глинистых пород с использованием рентгенограмм валовых образцов). Количество калиевого полевого шпата (КПШ) примерно постоянно

(волынский уровень — 11.0 ± 7.0 , редкинский — 17.0 ± 7.0 , котлинский — 14.0 ± 9.0 мас. %). Среднее содержание плагиоклаза вверх по разрезу снижается от ~6.0 (волынский уровень) до 0.2 мас. % (котлинский стратиграфический уровень). Среднее содержание иллита 1M_d в тонкозернистых обломочных породах волынского стратиграфического уровня составляет 15.0 ± 9.0 , редкинского -19.0 ± 10.0 и котлинского -13.0 ± 9.0 мас. %. Среднее содержание различных разновидностей смектита максимально в глинистых породах волынского уровня $(20.0 \pm 18.0 \text{ мас. } \%)$, а в таких же по гранулометрическому составу породах котлинского региояруса составляет 6.0 ± 7.0 мас. %. Количество каолинита не испытывает снизу вверх по разрезу каких-либо существенных вариаций. В породах волынского уровня его среднее количество равно 10.0 мас. %, в породах редкинского региояруса составляет около 18.0, а котлинского ~15.0 мас. %. Следует подчеркнуть, что каолинит, иллит и смектиты от образца к образцу могут как отсутствовать, так и преобладать среди глинистых минералов, имея содержания до 35.0-40.0 мас. % (иллит и каолинит), реже – 65.0 мас. % (смектиты). В породах также может присутствовать хлорит – в среднем от 1.0 ± 2.0 (котлинский уровень) до 3.0 ± 3.7 мас. % (волынский уровень). Его максимальное количество в образце не превышает 10.0 мас. %. Еще одна интересная особенность рассматриваемых тонкозернистых пород - присутствие в них аутигенного бертьерина (редкинский и котлинский региоярус), формирование которого связано с преобразованием каолинита. Среднее содержание бертьерина составляет (3.0 ± 4.0) – (4.0 ± 6) мас. %, при этом в некоторых образцах количество его может достигать 25.0 мас. %. Общее количество глинистых компонентов в тонкозернистых обломочных породах названного региона варьирует от 37.0 (котлин) до 44.0 мас. % (редкино).

Для Восточной Беларуси (здесь расположены скважины Лепель 1 и Богушевская) ситуация несколько иная. Содержание иллита $1M_d$ в тонкозернистых обломочных породах и волынско-котлинского интервала составляет в среднем 12.0—13.0 мас. %. Количество смектита разных типов в породах волынского уровня составляет в среднем немногим более 13.0 мас. %, а выше по разрезу – 9.0 (редкино) и 11.0 (котлин) мас. %. С учетом погрешностей можно считать, что это статистически сопоставимые величины. Напротив, среднее содержание каолинита в глинистых породах волынского уровня всего 10.0 ± 7.0 мас. %.

В породах редкинского региояруса оно возрастает до 18.0 ± 5.0 мас. %; примерно столько же каолинита и в породах котлина -17.0 ± 7.0 мас. % [Jewula et al., 2022]. Наибольшее среднее содержание глинистых компонентов характерно для тонкозернистых обломочных пород соответственно редкинского и котлинского уровней $(46.0 \pm 15.0 \text{ и } 45.0 \pm 16.0 \text{ мас. \%})$. В породах волынской серии количество их несколько ниже $(39.0 \pm 16.0 \text{ мас. } \%)$. При этом особенности распределения иллита, каолинита, хлорита и смектита от образца к образцу схожи с таковым для глинистых пород Западной Беларуси и Волыни. Бертьерин в глинистых породах венда этого региона встречается на всех рассматриваемых нами стратиграфических уровнях, его в среднем несколько больше, чем в аналогичных образованиях западной части Беларуси и Волыни (5.0- $6.4 \pm 5.0 - 7.0$ мас. %), максимальные содержания также незначительно выше (до 28.0 мас. % в аргиллитах котлинского уровня). Помимо перечисленных минералов в тонкозернистых обломочных породах волынской и валдайской серий венда Беларуси и Волыни встречаются гетит, гематит, пирит и сульфаты, сидерит, апатит и карбонатные минералы.

ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РИФЕЯ И ВЕНДА

Рогачевская и руднянская свиты представлены, по данным [Kuzmenkova et al., 2018; Кузьменкова и др., 2019а, 2019б и ссылки там], отложениями мелководного эпиконтинентального в той или иной мере опресненного бассейна. Оршанская свита отражает этап накопления осадков в обстановках замкнутого мелководного внутриконтинентального с невысокой соленостью водоема. Основываясь на данных, приведенных в работах [Палеогеография ..., 1980; Голубкова и др., 2022; Jewuła et al., 2022], можно сделать вывод, что формирование отложений венда на рассматриваемой территории происходило в основном в аллювиальных конусах, русловых и пойменных зонах, а также в прибрежных, в том числе лагунных, и мелководно-морских обстановках [Kuzmenkova et al., 2018; Лапцевич и др., 2023]. Осадки перечисленных обстановок в большинстве случаев могут в той или иной мере наследовать т.н. "провенанс-сигнал" – распределение ряда слаборастворимых в воде редких и рассеянных элементов (Th, La, Sc, Co, Cr, V и др.), а также их отношений, существовавшие в породах источников сноса [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1990,

1993; Интерпретация ..., 2001; Geochemistry ..., 2003; и др.]. Наиболее свойственно это тонкозернистым обломочным образованиям, содержащим значительную долю глинистого компонента.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Лля исслелования литогеохимии песчаников и алевролитов рифея (рогачевская, руднянская и оршанская свиты) и венда (глусская, лукомльская, лиозненская, низовская, селявская, черницкая и котлинская свиты) использована коллекция из 54 образцов, отобранных в ходе совместных работ ИГГЛ РАН с "НПЦ по геологии" (г. Минск) в скважинах Богушевская 1, Быховская, Лепель 1 и Кормянская. Первая из указанных скважин расположена на юге Витебской области в 30-40 км к югу от г. Витебска вблизи одноименного поселка. Скважина Быховская пробурена на границе Гомельской и Могилевской областей примерно в 100 км к северу от г. Гомеля. Скважина Лепель 1 находится на западе Витебской области в 90-100 км к западу от г. Витебска. Скважина Кормянская расположена на севере Гомельской области в 70-80 км к северу от г. Гомеля вблизи пос. Корма. Подробное литологическое описание и палеонтологическую характеристику свит венда, представленных в ряде указанных скважин, можно найти в работах [Kuzmenkova et al., 2018; Голубкова и др., 2021; Лапцевич и др., 2023; Стрельцова и др., 2023]. Собранная коллекция охватывает все стратиграфические уровни и основные литотипы в отложениях рифея и венда, вскрытых названными скважинами. Однако общее количество образцов в нашей коллекции, с учетом нескольких индивидуальных литостратиграфических подразделений (свит), пока не выглядит статистически представительным. Тем не менее, мы считаем приводимые далее выводы, полученные по результатам пилотного проекта, достаточно корректными.

Определение содержания в песчаниках и алевролитах основных породообразующих оксидов выполнено рентгеноспектральным флуоресцентным методом с помощью рентгеновского спектрометра ARL 9800 (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Нижние пределы определения при этом составили для $SiO_2 - 0.02$, для $TiO_2 - 0.01$, $Al_2O_3 - 0.05$, $Fe_2O_3^*$ (= $FeO_2 + Fe_2O_3$) – 0.01, MnO - 0.01, MgO и CaO – 0.1 и 0.01, Na₂O и K₂O – 0.1 и 0.01 мас. %.

Содержание редких и рассеянных элементов установлено с использованием квадрупольного

								CKBal	жина							
	X	ормянск	ая	P	bIXOBCKA	в					Boryme	вская 1				
								CBI	ята							
IdTI	Рогач	евская		Рудня	нская			Орша	нская			Глус	ская		Лукомл	њская
нән								Πop	юда							
опм	ш	Ш	ш	A	П	A	Ш	A	A	Ш	A	Ш	A	Ш	A	A
юЯ								Преф	рикс							
		Km-			Bh-			Bo-				Bh-			Bc	
								№ oб]	разца							
	648	662	350	716	735	758	893	1489	1547	706	383	460	611	691	760	772
SiO ₂	96.90	98.50	92.60	79.50	81.10	84.00	98.30	93.90	87.80	82.40	60.90	88.70	63.30	96.80	55.30	56.70
TiO ₂	0.01	0.01	0.28	0.04	0.09	0.01	0.01	0.19	0.38	0.11	0.96	0.26	0.86	0.01	1.59	1.71
AI_2O_3	1.13	0.33	2.50	10.70	11.00	8.35	0.13	2.50	4.00	9.98	14.50	5.09	13.70	1.16	15.20	16.70
$Fe_2O_3^*$	0.38	0.26	0.83	0.76	0.59	0.33	0.29	0.98	2.39	0.73	8.90	0.79	9.29	0.20	11.50	10.00
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.98	0.01	0.05	0.01	0.10	0.03
MgO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.43	0.10	0.10	0.10	0.35	0.10	2.15	0.39	1.74	0.10	3.46	2.54
CaO	0.19	0.17	0.16	0.12	0.14	0.15	0.18	0.11	0.28	0.10	0.47	0.26	0.40	0.13	1.25	0.64
Na_2O	0.09	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.26	0.09	0.20	0.10	1.03	1.00
K_2O	0.64	0.42	2.30	5.39	4.07	5.31	0.01	0.06	2.45	4.29	5.71	2.59	5.82	0.82	4.33	5.06
P_2O_5	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.15	<0.05	0.14	<0.05	0.32	0.11
ШПП	0.35	0.36	0.70	2.72	2.33	1.67	0.38	1.47	1.39	2.65	4.75	1.78	3.96	0.59	5.42	5.26
Сумма	99.70	100.00	99.40	99.20	99.80	99.80	99.30	99.20	99.10	100.00	99.80	100.00	99.50	99.70	99.50	99.80
$Na_2O + K_2O$	0.73	0.51	2.39	5.47	4.17	5.41	0.11	0.15	2.54	4.38	5.97	2.68	6.02	0.92	5.36	6.06
ΓM	0.016	0.006	0.039	0.14	0.14	0.10	0.004	0.04	0.08	0.131	0.42	0.07	0.38	0.014	0.51	0.50
ФМ	0.005	0.004	0.01	0.011	0.013	0.005	0.004	0.012	0.031	0.010	0.20	0.013	0.18	0.003	0.27	0.22
TM	0.008	0.028	0.112	0.004	0.008	0.001	0.067	0.076	0.095	0.011	0.066	0.051	0.063	0.008	0.11	0.10
ЖМ	0.34	0.80	0.30	0.07	0.05	0.04	2.16	0.37	0.55	0.07	0.64	0.15	0.64	0.18	0.69	0.54
HKM	0.65	1.54	0.96	0.51	0.38	0.65	0.81	0.06	0.64	0.44	0.41	0.53	0.44	0.79	0.35	0.36

ЛИТОГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ... 395

0.20

0.24

0.12

0.03

0.03

0.05

0.02

0.04

1.41

9.50

0.02

0.02

0.02

0.04

0.21

0.14

ШМ

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов (мас. %), значения литохимических модулей в представительных образцах

								CKBay	кина							
	K	рмянск	ая	P	ыховска	В					Boryme	вская 1				
								CBV	та							
IATI	Рогаче	звская		Рудня	нская			Оршан	нская			Глус	ская		Лукомл	њская
нән								Πop	ода							
ошм	Ш	Ш	П	Α	Ш	А	Ш	Α	Α	Ш	Α	Ш	Α	Ш	A	А
юЯ								Преф	рикс							
		Km-			Bh-			Bo-				Bh-			Bo	
								Nº o6p	разца							
	648	662	350	716	735	758	893	1489	1547	706	383	460	611	691	760	772
SiO ₂	61.10	52.20	49.20	76.70	60.90	58.60	57.00	82.40	61.20	56.20	65.10	58.40	61.00	68.50	56.00	81.70
TiO ₂	1.85	1.30	1.60	0.37	0.90	1.45	1.48	0.29	0.96	1.29	0.06	1.24	1.01	1.03	1.06	0.21
AI_2O_3	16.70	18.90	22.30	4.88	8.14	18.20	19.50	90.6	15.90	18.60	7.06	19.10	15.60	15.20	23.60	4.15
$\mathrm{Fe_2O_3}^*$	7.88	10.30	10.50	1.86	2.80	6.84	7.78	0.62	6.89	7.27	3.05	6.36	6.07	3.59	5.96	1.01
MnO	0.05	0.06	0.06	0.38	0.69	0.03	0.03	0.01	0.31	0.21	0.50	0.18	0.22	0.03	0.02	0.03
MgO	1.47	4.41	2.04	2.00	3.82	1.72	1.84	0.13	1.48	2.34	2.98	1.47	1.23	0.92	1.64	0.12
CaO	0.64	0.66	0.40	4.51	7.23	0.46	0.34	0.27	0.82	1.30	6.86	0.30	2.17	0.28	0.21	6.22
Na_2O	1.23	1.19	0.73	0.22	0.39	1.05	0.95	0.53	0.50	0.48	0.22	0.75	0.33	0.63	0.09	0.09
K_2O	4.43	4.34	4.14	2.02	2.82	4.14	4.26	4.84	4.71	4.42	3.39	3.98	4.22	3.92	3.51	2.21
P_2O_5	<0.05	0.13	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	0.06	0.82	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	0.08	0.08
ШПП	4.70	6.61	8.57	6.71	12.00	7.27	6.62	1.83	6.75	7.02	10.50	7.56	8.08	5.02	8.28	3.91
Сумма	100.00	100.00	99.70	99.70	99.70	99.80	99.90	100.00	99.50	100.00	99.70	99.40	99.90	99.30	100.00	09.66
$Na_2O + K_2O$	5.66	5.53	4.87	2.24	3.21	5.19	5.21	5.37	5.21	4.90	3.61	4.73	4.55	4.55	3.60	2.30
ΓМ	0.43	0.59	0.70	0.10	0.21	0.45	0.51	0.121	0.39	0.49	0.164	0.46	0.38	0.28	0.29	0.066
ФМ	0.15	0.28	0.26	0.06	0.12	0.15	0.17	0.009	0.14	0.18	0.10	0.14	0.12	0.066	0.066	0.014
TM	0.111	0.069	0.072	0.076	0.111	0.080	0.076	0.032	0.060	0.069	0.009	0.065	0.065	0.070	0.068	0.051
ЖМ	0.43	0.51	0.44	0.43	0.39	0.35	0.37	0.07	0.43	0.38	0.50	0.32	0.38	0.23	0.22	0.24
HKM	0.34	0.29	0.22	0.46	0.39	0.29	0.27	0.59	0.33	0.26	0.51	0.25	0.29	0.30	0.30	0.56
IIIM	0.28	0.27	0.18	0.11	0.14	0.25	0.22	0.11	0.11	0.11	0.06	0.19	0.08	0.26	0.16	0.04

396

Таблица 1. Окончание

МАСЛОВ и др.

								Сквах	кина							
	K	ормянск	Вł	P	bIXOBCKa	Я					Boryme	вская 1				
								CBF	ITa							
ITЫ	Рогачє	звская		Рудня	нская			Оршал	нская			Глус	ская		Лукомл	ьская
нән								Πop	ода							
оцм	Ш	Ш	Ш	Α	Ш	Α	Ш	Α	Α	Ш	А	П	Α	П	Α	Α
юЯ								Преф	ОИКС							
		Km-			Bh-			Bo-				Bh-			Bc	1
								Nº o6I	разца							
	648	662	350	716	735	758	893	1489	1547	706	383	460	611	691	760	772
Sc	1.34	1.08	3.49	1.66	2.09	1.38	1.24	4.48	7.21	2.55	11.70	3.61	10.70	1.34	18.80	20.20
>	<2.50	2.81	17.80	3.21	5.36	<2.50	5.01	3.33	10.10	11.20	49.50	18.20	46.10	<2.50	172.00	197.00
C	6.91	10.70	12.50	8.61	7.55	5.66	4.87	8.04	11.00	6.99	46.10	13.60	41.20	6.51	53.50	60.10
S	333.00	312.00	258.00	66.00	177.00	122.00	218.00	103.00	145.00	122.00	27.60	280.00	32.10	305.00	41.00	26.20
Ż	4.72	6.78	5.52	2.88	2.96	2.87	3.01	4.52	12.50	4.15	32.40	11.40	26.40	4.76	35.80	29.40
Zn	1.47	<1.00	16.20	<1.00	<1.00	<1.00	<1.00	<1.00	24.40	2.71	110.00	30.30	79.80	<1.00	76.70	76.40
Ga	1.16	1.03	3.77	8.31	6.52	6.39	0.77	2.95	6.57	7.78	20.70	6.73	18.00	1.85	20.10	20.50
Rb	14.60	9.79	49.10	113.00	79.40	113.00	<2.00	2.17	71.30	102.00	164.00	71.20	151.00	17.70	117.00	144.00
Sr	12.60	16.70	75.80	67.40	53.50	63.80	12.90	27.20	75.10	64.70	107.00	46.30	138.00	39.90	84.70	88.30
Y	4.24	3.45	11.80	4.79	5.86	3.56	3.94	14.00	34.50	7.81	27.80	10.30	26.20	4.20	35.00	32.80
Zr	28.40	21.40	219.00	37.00	59.20	29.20	32.20	253.00	287.00	98.20	230.00	107.00	268.00	19.90	187.00	159.00
qN	0.57	<0.50	5.20	2.08	3.13	1.19	0.54	3.89	6.46	3.91	36.00	7.02	37.30	0.69	20.60	19.20
C	0.28	0.26	0.58	1.03	0.79	0.97	<1.00	<1.00	2.20	1.04	5.94	1.46	5.43	0.24	3.20	3.68
Ba	93.40	58.00	930.00	909.00	629.00	930.00	28.20	16.80	322.00	788.00	519.00	389.00	576.00	279.00	458.00	459.00
La	6.36	9.13	18.10	10.50	9.87	7.10	5.00	11.20	15.60	12.60	47.70	16.00	69.10	9.04	51.40	47.80
Ce	8.13	8.71	34.60	18.20	25.10	15.40	8.49	22.30	32.90	23.80	111.00	33.40	128.00	16.20	103.00	98.20
Pr	1.33	1.85	4.08	2.62	2.36	1.51	1.32	2.92	3.81	3.10	10.70	3.95	13.40	2.23	12.70	11.80
ΡN	4.87	6.40	15.00	9.67	8.68	5.58	5.14	11.30	14.70	11.80	36.00	14.10	39.70	8.28	49.60	44.90
Sm	0.90	1.04	2.63	1.52	1.62	06.0	0.94	2.42	3.47	2.01	6.30	2.61	5.57	1.38	9.65	8.50
Eu	0.19	0.17	0.56	0.49	0.47	0.39	0.18	0.50	0.92	0.58	1.33	0.54	1.12	0.31	2.03	1.96

ЛИТОГЕОХИМИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ... 397

			њская		Α				772	7.51	1.11	6.51	1.25	3.64	0.53	3.45	0.50	4.76	5.80	8.72	2.10	2.40	13.20	14.60	72.30	4.65	1.74	5.03	52.70
			Лукомл		Α		Bc		760	8.51	1.22	6.95	1.33	3.70	0.50	3.28	0.49	5.69	7.55	10.00	1.56	14.60	102.00	72.30	30.40	41.50	86.80	25.00	175.00
					Ш				691	1.08	0.15	0.77	0.15	0.42	0.06	0.41	0.06	0.65	1.41	1.17	0.36	11.20	66.20	47.30	28.30	25.60	72.50	18.40	121.00
			ская		Α				611	5.53	0.83	4.74	0.95	2.75	0.41	2.86	0.43	7.56	10.20	12.60	2.26	10.40	52.80	42.60	29.40	17.40	65.60	17.00	155.00
	вская 1		Глус		Ш		Bh-		460	2.13	0.31	1.77	0.37	1.04	0.16	1.06	0.16	3.12	3.09	3.60	4.53	14.40	85.50	65.30	51.50	34.50	213.00	21.40	156.00
	Boryme				Α				383	6.19	0.94	5.17	1.02	2.87	0.44	2.84	0.42	6.73	12.90	13.90	2.47	3.72	12.60	9.31	50.90	3.49	<1.0	6.24	92.00
					П				706	1.58	0.23	1.35	0.28	0.81	0.12	0.84	0.12	2.93	3.22	2.84	0.65	17.60	101.00	64.70	37.60	26.70	76.20	26.20	201.00
кина		ITa	нская	ода	Α	ОИКС		разца	1547	4.37	0.83	5.50	1.18	3.50	0.54	3.62	0.56	8.01	3.89	7.45	2.78	10.80	69.60	46.30	38.50	21.70	40.00	18.70	144.00
CKBay		CBF	Оршан	Πop	Α	Преф	Bo-	N⁰ o6ł	1489	2.34	0.38	2.25	0.45	1.34	0.20	1.37	0.21	7.37	2.23	3.12	1.11	3.11	13.90	18.10	179.00	3.15	1.22	6.17	106.00
					Ш				893	0.79	0.12	0.66	0.13	0.36	0.05	0.37	0.06	0.94	1.90	0.76	0.31	14.50	102.00	65.30	23.20	24.70	62.70	24.50	144.00
	-				Α				758	0.77	0.11	0.63	0.12	0.37	0.06	0.38	0.06	0.94	2.75	1.32	0.29	14.30	93.40	60.20	25.80	23.40	148.00	21.40	138.00
	ыховская		нская		Ш		Bh-		735	1.28	0.19	1.04	0.21	0.62	0.09	0.63	0.10	1.89	2.19	2.15	0.55	15.60	29.70	28.30	46.50	8.02	7.52	10.10	65.20
	B		Рудня		Α				716	1.06	0.15	0.81	0.17	0.50	0.08	0.51	0.08	1.16	3.16	1.79	0.42	4.92	11.20	14.50	66.70	6.95	3.16	5.00	45.10
	В				П				350	2.22	0.32	1.91	0.39	1.17	0.19	1.21	0.20	6.26	5.48	6.04	0.84	19.20	182.00	87.40	23.50	35.30	86.50	27.80	150.00
	рмянска		вская		Ш		Km-		662	0.72	0.11	0.58	0.12	0.36	0.06	0.38	0.06	0.69	1.19	0.92	1.24	18.40	82.00	84.80	55.10	59.20	116.00	24.80	142.00
	Kc		Рогаче		Ш				648	0.73	0.12	0.75	0.15	0.45	0.07	0.45	0.07	0.89	1.30	0.99	0.30	18.70	72.00	41.50	29.60	23.10	52.30	20.00	124.00
			IdTH	нэн	ОПМ	юЯ				Gd	Тр	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ηf	Pb	Th	D	Sc	>	Cr	Co	Ż	Zn	Ga	Rb

398

Таблица 2. Продолжение

МАСЛОВ и др.

Tau	MIII -7 101	[
								CKBal	кина							
	K	ормянск	в	Р	bIXOBCKA	В					Богуше	вская 1				
								CBI	та							
ITH	Рогачє	звская		Рудня	нская			Opma	нская			Глус	ская		Лукомл	њская
нән								Пор	ода							
ошм	Ш	Ш	Ш	А	Ш	А	П	А	А	П	А	П	Α	П	А	А
оЯ								Преф	рикс							
		Km-			Bh-			Bo-				Bh-			Bc	4
								Nº 06]	разца							
	648	662	350	716	735	758	893	1489	1547	706	383	460	611	691	760	772
Sr	164.00	130.00	138.00	117.00	77.30	144.00	155.00	109.00	104.00	309.00	153.00	85.40	105.00	304.00	239.00	739.00
Υ	39.70	52.10	37.60	22.20	38.20	28.90	24.70	8.04	29.20	69.80	15.80	34.40	32.00	30.30	28.10	6.57
Zr	615.00	355.00	207.00	221.00	756.00	290.00	243.00	145.00	287.00	321.00	61.50	213.00	274.00	319.00	113.00	60.90
Νb	24.80	18.10	25.20	5.51	13.30	21.40	22.40	4.51	15.10	21.60	1.56	21.50	17.40	16.30	17.70	3.25
$\mathbf{C}_{\mathbf{S}}$	2.35	3.25	4.83	0.24	0.47	3.04	3.43	0.59	2.40	4.29	0.46	4.22	2.85	3.09	4.38	0.35
Ba	767.0	602.0	572.0	1850.0	654.0	839.0	831.0	1000.0	869.0	896.0	992.0	626.0	1020.0	672.0	615.0	408.0
La	67.50	77.80	89.00	25.40	56.80	65.50	69.20	22.10	53.70	93.20	20.20	54.80	47.60	71.00	63.30	12.30
Ce	142.00	154.00	175.00	57.40	120.00	128.00	138.00	46.70	109.00	197.00	42.20	107.00	95.50	159.00	124.00	23.30
Pr	15.60	19.50	20.90	7.23	14.70	15.00	16.40	4.77	12.80	23.90	4.86	12.80	11.00	18.50	12.90	2.98
Nd	56.90	75.50	76.50	29.60	57.60	54.50	59.60	16.60	47.90	91.80	20.50	47.00	41.00	67.40	44.50	11.10
Sm	10.20	14.40	13.30	6.06	11.50	8.77	9.61	2.68	8.52	16.80	4.55	8.43	7.46	10.10	7.19	2.13
Eu	1.78	2.37	2.44	1.54	1.80	1.68	1.92	0.99	1.76	3.96	1.54	1.61	1.48	1.72	1.50	0.62
Gd	8.73	12.00	10.70	5.43	9.59	7.25	7.37	2.07	7.22	16.70	3.88	7.10	6.31	6.51	6.50	1.73
Tb	1.28	1.68	1.54	0.82	1.33	1.04	1.00	0.28	1.02	2.45	0.56	1.08	0.96	0.87	0.98	0.25
Dy	7.68	9.24	8.22	4.49	6.92	5.82	5.32	1.61	5.48	13.20	3.12	6.06	5.59	5.05	5.69	1.35
Но	1.56	1.81	1.55	0.78	1.26	1.11	1.01	0.31	1.05	2.40	0.58	1.22	1.09	1.07	1.12	0.25
Er	4.50	4.95	4.33	1.92	3.50	3.18	2.91	0.92	2.97	5.96	1.46	3.62	3.28	3.34	3.06	0.68
Tm	0.67	0.68	0.62	0.24	0.50	0.47	0.42	0.14	0.41	0.73	0.19	0.53	0.49	0.53	0.43	0.10
Yb	4.53	4.23	4.05	1.48	3.45	3.13	2.75	0.95	2.74	4.16	1.07	3.51	3.01	3.68	2.68	0.67
Lu	0.69	0.65	0.60	0.23	0.56	0.45	0.42	0.16	0.41	0.62	0.15	0.52	0.46	0.56	0.41	0.10

			іьская		Α		-		772	1.89	1.76	3.65	09.0
			Лукомл		Α		Bc		760	3.65	5.34	10.60	2.97
					Ш				691	9.69	4.45	12.40	2.98
			ская		Υ				611	8.27	5.91	15.90	2.52
	вская 1		Глус		Ш		Bh-		460	6.66	7.57	14.90	4.36
	Boryme				Α				383	1.82	5.93	2.41	0.22
					Ш				706	8.90	5.95	20.60	2.99
жина		АТА	нская	ода	Α	рикс		разца	1547	8.50	8.37	19.40	2.32
CKBA		CBI	Орша	Πop	Α	Πped	Bo-	Nº 06]	1489	4.13	9.44	4.34	0.61
					Ш				893	7.44	8.29	17.10	1.62
	В				Α				758	8.76	8.55	18.00	1.76
	ыховска		нская		Ш		Bh-		735	22.30	6.51	26.00	3.19
	9		Рудня		Υ				716	6.24	4.55	7.93	0.89
	ая				Ш				350	6.50	10.30	21.80	2.35
	ормянска		евская		Ш		Km-		662	10.20	6.96	24.50	2.35
	K		Рогач		Ш				648	17.80	8.06	28.60	2.88
			IdTI	нэн	оци	юЯ				Ηf	Pb	Th	D

МАСЛОВ и др.

масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7700х (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Нижние пределы определения концентраций элементов имели следующие значения: для Ba – 3, V – 2.5, Rb – 2, Cr, Ni, Sr, Pb и Zn – 1, Co, Zr и Nb – 0.5, Sc – 0.2, Ga, Y, Cs, Th и U – 0.1, La, Ce, Pr, Nd, Gd, Dy, Er, Yb и Hf – 0.01, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm и Lu – 0.005 мкг/г. Особенности распределения названных элементов относительно различных референтных геохимических объектов рассмотрены ниже.

Валовый химический состав изученных образцов песчаников и алевролитов приведен в табл. 1 и 2. Далее в тесте содержание всех породообразующих оксидов указано в мас. %.

В рамках пилотных исследований нами изучен химический состав песчаников и алевролитов как для уточнения литотипа. выделенного визуально при отборе образцов, так и для получения дополнительных сведений о механизмах и процессах их образования, в том числе о петрофонде и палеоклимате. С этой целью нами использована химическая классификация пород, предложенная Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000], а также ряд других диаграмм, способствующих решению названных задач. Химическая аттестация пород проведена с использованием различных соотношений (модулей), рассчитанных по величинам содержания основных породообразующих оксидов в мас. %. В их число входят: ГМ – гидролизатный модуль $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2, \Phi M - \Phi e$ мический модуль ($Fe_2O_3^* + MnO + MgO$)/SiO₂, ТМ – титановый модуль TiO₂/Al₂O₃, ЖМ – железный модуль (Fe₂O₃* + MnO)/ $(Al_2O_3 + TiO_2)$, НКМ – модуль нормированной щелочности $HM + KM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, IIIM - IIIeлочной модуль Na₂O/K₂O.

ХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ

Песчаники

Первое, что обращает на себя внимание при химической классификации песчаников – это их достаточно четкое разделение на три кластера на базовых, или главных (по [Юдович, Кетрис, 2000]), диаграммах – (Na₂O + K₂O)–ГМ и (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃– (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ (рис. 2а, 2б). К первому кластеру относятся песчаные породы позднерифейской рогачевской (обр.

Габлица 2. Окончание

Кт-648, 662), оршанской (Во-893, 1518) и нижневендской глусской (Bh-634, 691) свит с наиболее высокими в выборке концентрациями кремнезема (96.8-98.5%) и наименьшими – щелочей (сумма Na₂O и K₂O менее 0.92%). Они относятся к гиперсилитам со значениями ГМ <0.016 и НКМ 0.10-1.54, в среднем 0.79. Для образцов этого кластера характерны минимальное среди выборки содержание TiO₂, как правило, менее 0.01%, за исключением обр. Во-1518 (~0.04%), а также пониженные концентрации Fe₂O₃* (0.2-0.4%). Тем не менее, эти породы в целом характеризуются более высокими значениями железного модуля и более низкими значениями ТМ по сравнению с породами кластера 2 (см. рис. 2в). Подобные низкие значения ГМ в совокупности с высокими величинами ТМ при низком содержании TiO₂ наиболее характерны для кварцевых разновидностей песчаников [Юдович, Кетрис, 2000]. С этим согласуется и распределение фигуративных точек песчаных пород первого кластера на диаграммах $lg(SiO_2/Al_2O_3)$ $lg(Na_2O/K_2O)$ [Pettijohn et al., 1976] и $lg(SiO_2/$ Al_2O_3)-lg(Fe₂O₃*/K₂O) [Herron, 1988]: на обеих диаграммах они попадают в поле кварцевых аренитов (рис. 3а, 3б).

Ко второму кластеру относятся гипер- и суперсилиты руднянской (обр. Кт-350, 438, 518), глусской и единичные образцы низовской (Во-681) и котлинской (Lp-378) свит, характеризующиеся значениями ГМ 0.036-0.098 и НКМ от 0.46 до 1.01. Содержание кремнезема в этих породах 88.7–93.6%, редко меньше (76.7– 81.7%). Последний случай, вероятно, связан с развитием карбонатного цемента и коррозией зерен кварца в породах низовской и котлинской свит (СаО 4.5-6.2%, потери при прокаливании (ППП) - 3.9 - 6.7%), так как суммарное содержание щелочей в этих образцах практически такое же, как и в других песчаных породах этого кластера. Следует подчеркнуть, что в целом сумма щелочей в песчаниках кластера 2 заметно выше, чем в породах кластера 1, и составляет 1.9-3.4%. Породы кластера 2 более высокотитанистые, а значения ЖМ в них ниже, чем в песчаниках кластера 1 (см. табл. 1, рис. 2в). По величинам ГМ и распределению фигуративных точек пород кластера 2 на диаграммах $lg(SiO_2/Al_2O_3)$ $lg(Na_2O/K_2O)$ и $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Fe_2O_3^*/K_2O)$ (см. рис. 3а, 3б), можно предполагать, что они относятся не только к кварцевым, но и к олигомиктовым, скорее всего полевошпатово-кварцевым разновидностям песчаников.



Рис. 2. Положение фигуративных точек песчаников различных свит на модульных диаграммах (Na₂O + K₂O)–(Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ (a) и (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃-(Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ (б) и TiO₂/Al₂O₃-(Fe₂O₃* + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂) (в). 1–10 – свиты (1 – рогачевская, 2 – руднянская, 3 – оршанская, 4 – глусская, 5 – лукомльская, 6 – лиозненская, 7 – низовская, 8 – селявская, 9 – черницкая, 10 – котлинская); 11 – все исследованные песчаники; 12 – то же, алевролиты и глинистые породы. Условные знаки с красным контуром – карбонатизированные разности пород.

В третий кластер выделяются образцы, отобранные из руднянской (Bh-735), оршанской (Bh-706), селявской (Lp-477) и черницкой (Bo-622) свит. Они отличаются наименьшим среди исследованных песчаников содержанием кремнезема (65.1– 81.1...82.4%), для них характерны также и более высокие значения суммы щелочей Na₂O + K₂O (см. рис. 26, табл. 1). В песчаниках третьего кластера



Рис. 3. Положение фигуративных точек песчаников (а, б), алевролитов и глинистых пород (в) различных свит, а также в целом их выборок (г) на классификационных диаграммах $lg(SiO_2/Al_2O_3)-lg(Na_2O/K_2O)$ [Pettijohn et al., 1976] (а) и $lg(SiO_2/Al_2O_3)-lg(Fe_2O_3^*/K_2O)$ [Herron, 1988] (6–г). Условные обозначения см. рис. 2.

установлены наименьшие величины ТМ и ЖМ (см. рис. 2в), а величины НКМ и ГМ в них самые высокие (см. рис. 2б). В соответствии с литохимической классификацией [Юдович, Кетрис, 2000], песчаники этого кластера являются нормосилитами. К ним могут быть отнесены аркозовые, полевошпатово-кварцевые песчаники и кислые граувакки. В нашем случае, судя по положению фигуративных точек на диаграммах $lg(SiO_2/Al_2O_3)-lg(Na_2O/K_2O)$ и $lg(SiO_2/Al_2O_3)-lg(Fe_2O_3^*/K_2O)$, это, скорее всего, аркозы (см. рис. 3а, 3б). В одном из образцов этого кластера, Во-622, вероятно содержится доломит и/или кальцит в составе цемента (MgO ~ 3.0% и CaO ~ ~ 6.9%, ППП – 10.5%).

Таким образом, песчаные породы пилотной коллекции по химическому составу вполне соответствуют песчаникам, а распределение в них основных породообразующих оксидов и геохимическая аттестация с использованием модулей позволяют отнести их к существенно кварцевым и олигомиктовым (вероятно, полевошпатово-кварцевым) разновидностям, а также к аркозам. Некоторые образцы содержат карбонатный цемент, и в дальнейших литогеохимических исследованиях их следует использовать с осторожностью.

Результаты сопоставления литохимических параметров рифейских и вендских песчаников со средним составом верхней континентальной коры (UCC [Rudnick, Gao, 2003]) не позволяют выявить какие-либо определенные закономерности эволюции их состава во времени на имеющемся у нас материале (рис. 4). Очевидно, что установленные геохимические различия или черты сходства в составе песчаников связаны в основном с их принадлежностью к какому-либо из трех литотипов. В то же время можно отметить сходство валового химического состава некоторых образцов песчаников руднянской и оршанской свит рифея



Рис. 4. Нормированное к UCC распределение основных породообразующих оксидов в песчаниках рифея и венда.

с отдельными образцами песчаников глусской свиты нижнего венда, а также песчаников низовской и черницкой свит.

Все перечисленные литологические типы (или петротипы) песчаников, выявленные нами в результате интерпретации особенностей их химического состава не противоречат данным, следующим из общей литологической характеристики свит и приведенным в разделе "Литостратиграфия и состав...", что указывает на корректность выполненных геохимических исследований и дает перспективу для их дальнейшего применения.

Алевролиты

Геохимическая аттестация алевролитов позволяет выдвинуть весьма интересные предположения относительно того к какому литотипу их следует отнести. Те немногочисленные алевролиты оршанской и руднянской свит, которые

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

есть в нашей пилотной коллекции, по всей видимости, действительно являются алевролитами либо близкими к ним по размерности кластики тонкозернистыми песчаниками, вероятно существенно кварцевыми. На графиках $(Na_2O + K_2O) - (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/$ SiO₂ µ $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Al_2O_3 + K_2O)/Al_2O_3)$ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ их фигуративные точки попадают в поля кварцевых, полевошпатово-кварцевых и аркозовых песчаников (рис. 5а, 5б). При этом они отличаются от вендских алевролитов повышенным содержанием SiO₂ (79.5...87.8%, максимум 93.9%, обр. Во-1489), пониженными - TiO₂ (0.01-0.19%), Al₂O₃ (4.0-10.7%, обр. Bo-1489 – 2.5%) и Fe₂O₃* (0.76–2.4%) и сопоставимыми по сумме щелочей (2.5-5.5%, исключение – обр. Bo-1489 – 0.15%). Все сказанное позволяет аттестовать их в качестве нормо-, супер- и гиперсилитов ($\Gamma M = 0.04 - 0.14$),



Рис. 5. Положение фигуративных точек глинистых пород и алевролитов на диаграммах (Na₂O + K₂O)– (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ (a), (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂ (б), TiO₂/ Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂) (в), (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MnO + MgO)/SiO₂ (г) [Юдович, Кетрис, 2000], K₂O/Al₂O₃–Ga/Rb (д) [Roy, Roser, 2013] и K₂O–Al₂O₃ (е) [van de Kamp, 2016]. Условные обозначения см. рис. 2.

На врезках к частям (г, д, е) показаны кластеры алевролитов и глинистых пород венда (см. текст).

(г) – поля глинистых пород: I – с преобладанием каолинита; II – с преобладанием смектита при подчиненном количестве каолинита и иллита; III – доминирует хлорит, в виде примеси может присутствовать Fe-иллит; IV – преимущественно иллитовых; V – стандартная трехкомпонентная система "хлорит + смектит + иллит"; VI – иллитовые глины с той или иной примесью тонкорастертого КПШ. Зеленая линия на врезке – предполагаемый тренд к увеличению в породах смектита, хлорита, гидроксидов железа и бертьерина, красная линия – тренд к увеличению в породах смектита, смешанослойных образований и каолинита. в том числе щелочных. Алевролиты оршанской и руднянской свит демонстрируют значения ТМ и ЖМ, схожие с таковыми полевошпатово-кварцевых песчаников кластера 2 (см. рис. 5в).

Обращает на себя внимание свойственное алевролитам рифея существенное преобладание K_2O над Na_2O и, соответственно, низкие значения ЩМ (0.02-0.04). Однако в этом случае, как и применительно к концентрациями кремнезема, глинозема и щелочей, мы наблюдаем, что обр. Во-1489 несколько отличается от остальных алевролитов – величина ШМ для него составляет 1.4. Подобные значения в большей степени характерны для песчаников, тогда как для глинистых пород величина ЩМ "стабильна и не превышает 1 ± 0.1 " согласно [Юдович, Кетрис, 2000, с. 139]. Все это позволяет думать, что обр. Во-1489 является не алевролитом, а тонкозернистым песчаником. В дополнение к сказанному отметим, что на диаграмме $lg(SiO_2/$ Al₂O₃)-lg(Fe₂O₃*/K₂O) точка обр. Во-1489 расположена в поле Fe-песчаников; точки остальных алевролитов рифея локализованы в поле субаркозов (см. рис. 2в).

Ha графике $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] фигуративные точки верхнерифейских алевролитов и точка обр. Во-1489 расположены в поле I (песчаник) либо не попадают в какое-либо из полей (см. рис. 5г), так как при низкой фемичности (ФМ 0.01-0.03) обладают высокими значениями общей нормированной щелочности. Это может быть обусловлено не только наличием в их составе КПШ, но и иллитового цемента и/или заметного количества мусковита. Например, на диаграмме K₂O/Al₂O₃-Ga/Rb [Roy, Roser, 2013] они попадают в поле, характерное для глинистых пород с преобладаем иллита (см. рис. 5д), но несколько отстоят от вендских алевролитов, а на диаграмме $K_2O-Al_2O_3$ [van de Kamp, 2016] их фигуративные точки отклоняются от линии КПШ в сторону линии иллита и мусковита (см. рис. 5е).

Использование главных модульных диаграмм применительно к вендским алевролитам позволяет нам выделить четыре дополнительных (к уже существующим) кластера, однако в отличие от кластеров песчаников, они не выражены при рассмотрении железистости и титанистости пород (см. рис. 5в). По этим характеристикам вендские алевролиты в значительной степени похожи или являются более железистыми в сравнении с одновозрастными олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками, что в целом весьма типично для глинистых пород (!), а не алевролитов.

Породы кластера 4 (число образцов в кластере, n = 4) аттестуются в качестве миосилитов (котлинская свита) и псевдомиосилитов (алевролит низовской свиты с карбонатным цементом, Во-685) со значениями ГМ 0.21-0.29 и НКМ 0.25-0.39, содержанием (Na₂O + K₂O) 3.2-4.6% и SiO₂ – от 60.9% в карбонатизированном алевролите до 68.5-69.6%. Согласно представлениям авторов монографии [Юдович. Кетрис. 2000], подтипу миосилитов среди кластолитов, как правило, отвечают породы, переходные между песчаниками и аргиллитами, или, иными словами, алевролиты, нередко глинистые мелкозернистые разности. Для последних типична ассоциация с глинистыми породами [Систематика ..., 1998]. Следует подчеркнуть, что, как и рифейские алевролиты, составы глинистых алевролитов котлинской свиты на диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/$ SiO₂ не попадают ни в одно из классификационных полей (см. рис. 5г), хотя и находятся вблизи полей V и II, где встречаются фигуративные точки других проб этой свиты. Алевролит селявской свиты попадает в поле VI, вероятно, по причине сниженных за счет карбонатизации концентраций кремнезёма и соотношения SiO_2/Al_2O_3 , а также повышенных концентраций оксида калия ввиду присутствия в нем заметного количества КПШ (см. рис. 5е). На диаграмме lg(SiO₂/ Al_2O_3)-lg(Fe₂O₃*/K₂O) алевролиты данного кластера попадают в поле вакк (из-за значительной алевритовой примеси?), а карбонатизированный алевролит низовской свиты – в поле аркозов (см. рис. 3в).

При рассмотрении пород, объединенных в кластеры 5, 6 и 7, а также обр. Lp-540 лиозненской свиты из скв. Лепель-1, занимающего промежуточное положение между кластером 5 и подкластером 66, (см. рис 5а, 5б), можно выделить несколько особенностей. Величина ГМ позволяет отнести их к классам нормосиаллитов, реже суперсиаллитов в случае кластера 5 (ГМ 0.38-0.53, содержание SiO₂-55.3-63.3%, Al₂O₃ от 13.7 до 19.5%) либо к гипогидролизатам, что применимо к кластерам 6 и 7 (ГМ 0.55-0.84, SiO₂-42.0-56.0%, Al₂O₃ от 16.3 до 23.9%). При это кластер 5 отличается от двух других повышенной щелочностью (4.9-7.2 против 3.2-4.9%). Для пород кластеров 5, 6 и 7 характерно преобладание оксида калия над оксидом натрия ($K_2O_{cpedhee} = 4.2 \pm 0.8\%$, $Na_2O_{cpeлнee} = 0.7 \pm 0.4\%$) и, соответственно,

низкие значения ШМ 0.03-0.36, среднее - 0.17 ± 0.09 . Все перечисленные характеристики, согласно [Юдович, Кетрис, 2000], присущи в большей степени глинистым породам, нежели алевролитам. Подтверждает сказанное и положение фигуративных точек этих "алевролитов" на диаграмме $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Fe_2O_3^*/K_2O)$, где они попадают в поля сланцев и Fe-сланцев (см. рис. 3в, 3г). Примечательно, что в дальнейшем, например, в монографии, посвященной геохимии фосфора, Я.Э. Юдович с соавторами [2020] при отнесении проб к "глинистым породам" использует следующие критерии: SiO₂ ≤65−67%, $Al_2O_3 \ge 15\%$, ЩМ <0.5. Практически все образцы пилотной коллекции, отнесенные визуально при описании и опробовании керна к глинистым породам, удовлетворяют и этим критериям.

В отношении минерального состава глинистой составляющей пород, после геохимической аттестации отнесенных нами к мелкозернистым глинистым алевролитам и аргиллитам, можно предполагать следующее. В кластер 5 объединены: 1) щелочные разности с преобладанием среди глинистых минералов иллита (n = 8) и наличием в составе часто заметного количества КПШ, так как их фигуративные точки концентрируются в поле VI на графи- $\kappa e (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/$ SiO₂ (см. рис. 5г) и соответствующем поле на диаграмме K₂O/Al₂O₃-Ga/Rb (см. рис. 5д) и отклоняются от линии иллита и мусковита в сторону линии КПШ на диаграмме K₂O-Al₂O₃ (см. рис. 5е); 2) породы смешанного состава (n = 6) без явного преобладания какого-либо из глинистых минералов иллита, смектита либо хлорита (поле V на диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/$ SiO_2), в которых, вероятно, присутствует каолинит, что можно предполагать по увеличению содержания глинозема относительно существенно иллитовых разностей, снижению K₂O/Al₂O₃ (см. рис. 5д), отклонения к оси Al_2O_3 (см. рис. 5е).

К существенно иллитовым разностям мы относим все образцы лукомльской и некоторые образцы глусской (Bh-383, 611, 701), лиозненской (Lp-528), низовской (Lp-498) и черницкой (Bo-500) свит, а к разностям со смешанным составом – образцы селявской (Bo-658, 660), черницкой (Bo-608, 614) и котлинской (Bo-515, 521) свит. Примечательно, что многие образцы лукомльской свиты обладают повышенным содержанием MgO (до 2.3–3.5%), что, в свою очередь, согласно представлениям авторов монографии [Юдович, Кетрис, 2000], может быть связано с наличием в их составе Fe-Mg-хлорита, сепиолита, палыгорскита, магнезита и доломита, амфиболов, пироксенов и вермикулита. На наш взгляд, наиболее вероятными из всех указанных вариантов, учитывая химический состав пород и сведения, приведенные в работе [Jewula et al., 2022], является хлорит и вермикулит – продукты выветривания и преобразования основной кластики. Кроме того, в поле VI диаграммы (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ – (Fe₂O₃* + MnO + MgO)/ SiO₂, в котором находится часть точек пород кластера 5, локализованы продукты аридных кор выветривания докембрия [Юдович, Кетрис, 2000].

Кластер 6 разбивается на два подкластера. В один из них (6а) попадают два образца из котлинской свиты (Lp-321 и Lp-329), которые, наряду с глинистыми породами кластера 7, характеризуются наименьшими значениями НКМ среди вендских пелитолитов (<0.2, см. рис. 5б) и величиной ФМ, сопоставимой с таковой у части образцов с глинистой составляющей смешанного состава (см. рис. 5г). При этом указанные образцы попадают в поле II на диаграмме $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/$ SiO₂ и ближе прочих расположены к оси глинозема на диаграмме $K_2O-Al_2O_3$ (см. рис. 5е). Они также отвечают полю разностей с преобладанием каолинита на диаграмме $K_2O/Al_2O_3-Ga/Rb$ (см. рис. 5д). Все перечисленные особенности позволяют предполагать, что в составе пород кластера ба преобладают смектиты и каолинит.

Состав пород подкластера 66 (n = 6) отличается от состава пород кластера 5 повышенной фемичностью при пониженной общей нормированной щелочности. Их фигуративные точки попадают в поля III и IV диаграммы (Na₂O + K₂O)/ $Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MnO + MgO)/SiO_2$, что позволяет предполагать преобладание в их составе хлорита и присутствие иллита. В этот подкластер попадают практически всех образцы лиозненской свиты, в том числе карбонатизированные разности с содержанием CaO от 4.8 до 10.8%, MgO – до 4.1, ППП порядка 10–11%. К нему принадлежат также глинистые породы глусской (Bh-672), низовской (Bh-675), черницкой (Lp-410, 419) и селявской (Во-661) свит. Однако если принимать во внимание данные, приведенные в работе [Jewula et al., 2022], согласно которым содержание хлорита в глинистых породах волынского и редкинского региояруса невелико, то повышенную фемичность скорее следует связывать не только с наличием хлорита, но и бертьерина (каолинит-серпентина), а также гематита и гетита. На последнее могут указывать достаточно высокие для рассматриваемой

выборки ППП (до 15.5–17% в образцах Во-672 и Во-675; глусская и низовская свиты соответственно) сочетающиеся с повышенными относительно остальной выборки концентрациями $Fe_2O_3^*$ (11.6–12.7%).

Оставшиеся два образца алевролитов котлинской свиты (Lp-321, Lp-329), объединенные в кластер 7, отличаются наибольшими значениями ГМ (0.55 и 0.59) и наименьшими – щелочности, фемичности и калиевого модуля (см. рис. 5) среди вендских тонкозернистых пород. Однако, как и в случае образцов кластера 6б, мы предполагаем, что в составе образцов Lp-321 и Lp-329 есть бертьерин, а повышенная фемичность – признак его преобладания среди глинистых минералов.

При нормировании содержания основных породообразующих оксидов на их содержание в UCC, достаточно хорошо заметны отличия между рифейскими алевролитами и вендскими тонкозернистыми породами. Первые характеризуются пониженным содержанием оксида алюминия – 0.2...0.7 UCC, титана – <0.6 UCC, суммарного железа — <0.4 UCC (в алевролитах руднянской свиты – n*0.01 UCC) (рис. 6а, 6б). Спектры распределения породообразующих оксидов вендских пород при этом весьма похожи друг на друга – концентрации кремнезема и глинозема в них близки к таковым в UCC (1...1.5), либо незначительно ниже, за исключением образца Во-685 низовской свиты (0.6 UCC). Содержание оксида титана составляет $\sim 1.5...2.7$ UCC, $MgO - 0.6...1.8 UCC, K_2O - 1...2 UCC, Na_2O -$ <0.5, чаще <0.2 UCC. Более заметны вариации $Fe_2O_3^*$ – от 0.6 UCC в уже упомянутом обр. Во-685 низовской свиты до 3.1...3.3 UCC в глинистых породах котлинской свиты с предполагаемым повышенным содержанием бертьерина, чаще 1.2...3.1 UCC. Наиболее существенны вариации содержания MnO – от 0.14...2.2 до 2.9...9.8 с наибольшими содержаниями в карбонатизированных разностях, CaO – 0.05...3.1 с максимумами в тех же образцах, и P₂O₅ – до 1...3.2...18.5 (!!) UCC, максимум в обр. Во-685 низовской свиты.

Следует подчеркнуть, что в вендских алевролитах и глинистых породах содержание CaO коррелирует с содержанием P_2O_5 (коэффициент корреляции $r_{0.05(CaO-P_2O_5)} = 0.76$). Однако эта корреляция становится геохимически незначимой ($r_{0.05(CaO-P_2O_5)} = 0.21$), если исключить из выборки образцы Во-732, 711, 608 и Lp-360 с заметно более высокими (аномальными), чем кларковые (кларк P_2O_5 для пелитов по [Юдович и др., 2020] равен 0.140 ± 0.005%)

концентрациями P_2O_5 (более 0.48%), а также образец Во-685 низовской свиты. Последний отличается высокими концентрациями оксидов Са, Мп и Mg. Вероятно, заметная часть фосфора в породах с вышекларковыми концентрациями P_2O_5 входит в акцессорный апатит, тогда как в разностях с около- и нижекларковыми содержаниям можно наблюдать корреляцию фосфора с железом ($r_{0.05} = 0.41$) и с Mg ($r_{0.05} = 0.62$). Подобные корреляционные связи могут указывать на присутствие фосфора в сорбированной форме на смектитах или хлорите и на гидроксидах железа [Юдович и др., 2020].

Таким образом, собственно алевролитами в составе нашей пилотной коллекции являются почти все алевролиты рифея и некоторые образцы, отобранные из котлинской и низовской свит, тогда как остальные вендские "алевролиты" следует отнести к глинистым породам. В случае рифейских образований мы склонны полагать, что визуально определенные как алевролиты породы являются крупнозернистыми алевролитами либо тонкозернистыми песчаниками существенно кварцевого или полевошпатово-кварцевого состава, так как во многом схожи с аналогичными песчаниками по геохимическому облику. На наш взгляд, все перечисленное позволяет рассматривать среднерифейские алевролиты и песчаники совместно при дальнейших исследованиях.

Применительно к вендским алевролитам можно предполагать, что они являются мелкозернистыми глинистыми разностями судя по их геохимическим особенностям, более близким к другим тонкозернистым образованиям венда, идентифицированных нами по различным критериям в качестве аргиллитов. Известно, что глинистая фракция является основным концентратором ряда редких и рассеянных элементов [Taylor, McLennan, 1985; Geochemistry ..., 2003 и др.], а глинистые породы считаются наиболее корректно отражающими состав питающих провинций на значительных площадях палеоводосборов [Taylor, McLennan, 1985; Cullers et al., 1987, 1988; Cullers, 1988; Интерпретация ..., 2001 и др.], что в определенной степени "развязывает нам руки" в дальнейших реконструкциях палеоклимата и петрофонда, то есть позволяет делать это без какой-либо доли условности, как это было бы с алевролитами.

Следует подчеркнуть, что в выборке тонкозернистых пород есть ряд образцов с существенной долей СаО, иногда и MgO, и высокими ППП.



Рис. 6. Нормированное к UCC распределение основных породообразующих оксидов в глинистых породах и алевролитах рифея и венда.

Кроме того, в некоторых образцах нашей коллекции присутствует заметное количество оксида фосфора, вероятно, находящегося в породах в составе акцессорных минералов. Эти образцы в дальнейших исследованиях будут использованы с осторожностью либо исключены из рассмотрения. В целом изменчивое содержание глинистой фракции, наличие карбонатной и фосфатной примеси подталкивают нас к использованию такого геохимического приема, как анализ факторов/коэффициентов обогашения (enrichment factor, EF; EF = $(X/AI)_{obp}/(X/AI)_{pedepenthum.obsekt}$, где X – концентрация элемента [van der Weijden, 2002], для которого производится расчет фактора обогащения) при рассмотрении распределения редких и рассеянных элементов в глинистых породах и алевролитах венда. В качестве референтного объекта для глинистых пород и глинистых мелкозернистых алевролитов мы используем постархейский австралийский средний сланец (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) с поправками для редкоземельных элементов (РЗЭ), Sc и Y по [Pourmand et al., 2012] и для Nb по [Barth et al., 2016]

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Алевролиты рифея и песчаники рифея и венда

Все те гипер-, супер- и нормосилиты – песчаники верхнего рифея и венда, а также среднерифейские алевролиты, что при литохимической аттестации отнесены нами к кластерам 1, 2 и 3 (соответственно кварцевые, олигомиктовые и аркозовые разности) демонстрируют схожие черты в распределении редких и рассеянных элементов (рис. 7), вне зависимости от предполагаемого литотипа (песчаник/алевролит) или типа цемента (карбонатизированные/не карбонатизированные разности). Это еще раз подтверждает предположение о том, что их следует рассматривать совместно.

Для песчаников и алевролитов характерно обогащение Со (2.4...19.3 UCC), но обеднение (как правило, <0.1 UCC) другими элементами-сидерофилами (V, Cr, Ni), а также сульфофилами (Pb, за редким исключением – Cu, Zn) и некоторыми литофильными элементами, такими как Cs, Sr, Sn, Ga, Sc. При этом заметны несколько особенностей распределения элементов,



Рис. 7. Нормированное к UCC распределение редких и рассеянных элементов (кроме РЗЭ) в алевролитах рифея (пунктирные линии), песчаниках рифея и венда (сплошные линии).

а – предполагаемые кварцевые, б – полевошпатово-кварцевые, в – аркозовые разности.

вполне объяснимые изменением минералогического состава. Первая — вариация содержания Rb, Nb и Ba от <0.1 UCC в предполагаемых кварцевых песчаниках до 1.0 UCC и немногим более в аркозах, что объясняется увеличением доли щелочных ПШ в них. Вторая — вариация концентраций Zr, Hf, Th и Y, не зависящая от возраста и предполагаемого петротипа, и, вероятно, отражающая изменчивое количество акцессорных минералов в породах. Обогащение некоторых образцов Cu, Zn и Sn мы склонны объяснять наличием пирита, возможно даже пиритового цемента, U — особенностями окислительно-восстановительных условий в системе "придонная вода—осадок".

Аргиллиты и глинистые мелкозернистые алевролиты венда

При рассмотрении факторов обогащения тонкозернистых обломочных пород венда (рис. 8) в первую очередь следует отметить общие черты и наличие некоторых "аномалий" в выборке. Отметим, что последние в основном отвечают выпадающим и экстремальным значениям, а распределения редких и рассеянных элементов не всегда симметричны, поэтому далее в тексте мы нередко будем использовать термин "медианное значение", более уместный для таких распределений. Всем образцам свойственно обеднение Cr (EF = 0.34...0.78), Ni (0.32...1.08), Pb (0.21...0.88) и Cs (0.12...0.94), и незначительное обогащение Ga (<1.5). В целом, значения факторов обогащения перечисленными элементами для всех вендских свит сопоставимы.

Упомянутые в предыдущем разделе образцы Во-732 и Во-711 (лиозненская свита), а также Во-608 (черницкая свита) с высокими концентрациями Р₂О₅ обогащены, в том числе умеренно, в сравнении с PAAS, но весьма значительно по сравнению с другими образцами глинистых пород (см. рис. 8), средними и тяжелыми РЗЭ (соответственно СРЗЭ и ТРЗЭ: мы, вслед за авторами работы [Tostevin et al., 2016], понимаем под легкими РЗЭ (ЛРЗЭ) – La, Ce, Pr и Nd, CP3Э – Sm, Eu, Gd, Tb и Dy, TP3Э – Ho, Er, Tm, Yb и Lu) и Y. При этом для образца Bo-711, характеризующегося максимальным содержанием P_2O_5 (~2.8%), можно дополнительно наблюдать обогащение ЛРЗЭ, Sc и U. Из этой закономерности выбивается только обр. Lp-360 (котлинская свита, $P_2O_5 = 0.52\%$), который лишен указанных выше черт, но при этом единственный среди всей выборки умеренно обогащен медью $(EF_{Cu} = 3.4)$ и оловом $(EF_{Sn} = 2.5)$. Объяснить подобную особенность можно присутствием в породах, например, сульфидов (пирита, халькопирита либо реже встречающихся минералов). Образец Во-685 низовской свиты, характеризующийся высокими концентрациями CaO, MnO и MgO, отличается и величинами EF = 2.5...5для Со, Ва, Th, U, Nb и P3Э, и EF > 8 (!) для Zr и Hf. Далее речь пойдет о выборке, из которой



V Cr Co Ni Cu Zn Pb Rb Cs Sr Ba Zr Hf Th Sn Nb U Ga Sc La Ce Pr NdSm Eu Gd Tb Dy Y Ho Er TmYb Lu P3 + Y

Рис. 8. Значения факторов обогащения редкими и рассеянными элементами глинистых пород и алевролитов венда (вся выборка).

Градация "умеренное-значительное обогащение" приведена по [Tribovillard et al., 2006].



Рис. 9. Значения факторов обогащения редкими и рассеянными элементами глинистых пород и алевролитов венда (выборка без учета образцов с высоким содержанием CaO и P₂O₅, см. текст). 1 – глусская свита (n = 3); 2 – лукомьская и лиозненская свиты (n = 8); 3 – редкинский стратиграфический уровень (n = 9); 4 – котлинская свита (n = 8).

исключены все перечисленные образцы (рис. 9, табл. 3).

Также обращают на себя внимание образцы тонкозернистых обломочных пород Во-614 (черницкая свита) и Lp-528 (лиозненская свита), обогащенные в 2.2–4 раза по сравнению с PAAS Zr, Hf и Th, образцы Bh-611 и Bh-383 (глусская свита), содержащие заметное количество Nb, а также образцы Во-675 (низовская свита) и Во-515 (котлинская свита) обогащенные Zn (см. рис. 8). Носителями Zr, Hf и Th в перечисленных образцах, вероятнее всего, являются акцессорные минералы. На это указывает положительная значимая корреляция Zr, Hf и Th с титаном (см. табл. 3). Содержание Nb (и, весьма ожидаемо, Rb) находится в прямой корреляции с концентрацией калия (КПШ и иллита).

Тонкозернистым обломочным породам глусской свиты свойственны (см. рис. 9) наименьшие медианные величины EF_V (<0.5). Они также отличаются отчетливым, хотя и незначительным, обогащением рубидием и умеренно обогащены Nd. По таким показателям,

как EF_{Zr} и EF_{Hf}, породы этой свиты характеризуются наибольшими медианными значениями (в среднем в 1.5 раза, тогда как другие свиты – близко к 1). Породы волынской серии незначительно обогащены V и Sc (EF до 1.5), а также отличаются большими (как правило, не только медианными) значениями EF для СРЗЭ и ТРЗЭ (не так ярко – Yb и Lu) и Y (см. рис. 9в), чем другие тонкозернистые образования венда из нашей пилотной коллекции. Здесь же следует подчеркнуть, что применительно к Ga, Sc, ЛРЗЭ и СРЗЭ существует тренд уменьшения медианных значений от пород волынской серии вверх по разрезу, тогда как для ТРЗЭ и У указанный тренд нарушен повышением медианных значений для образцов котлинской свиты. При этом носителями ЛРЗЭ в глинистых породах, по всей видимости, являются в основном Ті-содержащие минералы, тогда как для СРЗЭ, Ү и ТРЗЭ это не только они, но и фосфаты, а также некоторые глинистые Fe- и Mg-содержащие минералы, о чем может свидетельствовать наличие геохимически значимых корреляций (см. табл. 3).

Таолица венда (n	1 3.1 eox 1 = 28	имичесн	си значи	Mble ($r \ge 1$	r _{0.05}) Kol	ореляцис	DHHBIC CF	яцд иев	различн	Ibix komi	онентов	и модул	іей арги.	LINTOB V	г глинис	гых ален	ролитов
	SiO_2	TiO_2	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ШПП	ΓМ	ΦМ	TM	ЖМ	HKM	ЩМ	KM
SiO ₂		-0.41	-0.76	-0.81		-0.57				-0.67	-0.97	-0.88		-0.48	0.54		0.55
TiO_2	-0.41						0.56						0.85			0.59	
Al_2O_3	-0.76							-0.49		0.63	0.80	0.47	-0.37		-0.84		-0.81
$Fe_2O_3^*$	-0.81					0.65			0.42		0.83	0.98		0.87			
MnO																	0.42
MgO	-0.57			0.65					0.55		0.52	0.72		09.0			
Na_2O		0.56											0.63			0.94	
K_2O			-0.49							-0.55					0.84		0.89
P_2O_5				0.42		0.55						0.46		0.46			
ШШШ	-0.67		0.63					-0.55			0.62				-0.68		-0.67
ΓМ	-0.97		0.80	0.83		0.52				0.62		0.89		0.46	-0.62		-0.62
ΦМ	-0.88		0.47	0.98		0.72			0.46		0.89			0.78			
TM		0.85	-0.37				0.63								0.37	0.60	
ЖМ	-0.48			0.87		0.60			0.46		0.46	0.78					
HKM	0.54		-0.84					0.84		-0.68	-0.62		0.37				0.96
ЩМ		0.59					0.94						0.60				
KM	0.55		-0.81		0.42			0.89		-0.67	-0.62				0.96		
>	-0.65	0.64	0.42	0.50					0.42	0.49	0.61	0.54	0.41				-0.40
Cr	-0.62		0.77					-0.39		0.55	0.61				-0.57		-0.63
Co										-0.45							
ż	-0.50		0.61	0.39		0.51					0.55	0.48	-0.38		-0.49		-0.44
Cu									0.48					0.47			
Zn										0.61							
Pb	-0.42									0.58							
Rb							-0.50	0.41					-0.43			-0.67	
Sr				-0.48								-0.45		-0.52			
Zr		0.39											0.51				
Hf		0.39											0.51				

МАСЛОВ и др.

412

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}^{*}$	MnO	MgO	Na_2O	K ₂ 0	P_2O_5	ШШШ	ΓM	ΦМ	TM	ЖМ	HKM	ШМ	KM
Γh		0.45															
Sn	-0.68		0.63	0.44						0.66	0.67	0.47			-0.51		-0.42
٩N					0.46			0.42						0.45	0.41		0.48
S		-0.38	0.44				-0.53						-0.54			-0.52	
														-0.40			
Ga	-0.88		0.86	0.66		0.43				0.56	0.92	0.74			-0.69		-0.66
Sc	-0.77	0.80	0.52	0.67		0.61			0.49		0.74	0.72	0.50	0.42		0.38	-0.42
TP3Э		0.47															
CP39	-0.55	0.64				0.49			0.64		0.50	0.46	0.38				
X	-0.41	0.55				0.55			0.57		0.39	0.42					
FP3Э	-0.48	0.66		0.40		0.44			0.46		0.48	0.48	0.46			0.38	-0.38

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ **№** 4 2024

Габлица 3. Окончание

Для пород редкинского региояруса характерны, во-первых, наименьшие среди тонкозернистых обломочных пород венда значения факторов обогащения Со, Ni, Cu, Cs и Sn (за исключением некоторых образцов), во-вторых, наибольшие медианные значения EF_{Ba}. Котлинские глинистые алевролиты и аргиллиты отличаются широким разбросом величин EF (от в той или иной мере деплетированных до незначительно и умеренно обогащенных) для Co, Zn, Sr, Ba, Zr, Hf, Sn, Uи P3Э.

Природа кластики, слагающей породы венда и рифея

Оценить природу материала (литогенный/петрогенный), слагающего представленные в нашей коллекции образцы песчаников и тонкозернистых обломочных пород, позволяют несколько подходов. Во-первых, в публикации [Юдович, Кетрис, 2000] показано, что если для той или иной выборки между модулями ТМ и ЖМ имеет место положительная корреляция, а между модулями НКМ и ГМ она отрицательная, то указанная выборка представлена породами петрогенными, т.е. прошедшими только один седиментационный цикл (выветривание \rightarrow транспортировка \rightarrow захоронение), и наоборот. И действительно, как для алевролитов и песчаников рифея (n = 13, $r_{\text{ТМ}-\text{ЖM}} = 0.38$, $r_{\rm HKM-\Gamma M} = -0.31$), так и для вендских аргиллитов и глинистых алевролитов (n = 34, $r_{\text{TM}-\text{ЖM}} = 0.13, r_{\text{HKM}-\Gamma\text{M}} = -0.60$) существуют положительная и отрицательная корреляции между указанными модулями. Однако, на наш взгляд, они удовлетворяют критерию Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис лишь формально, так как только одна из перечисленных корреляционных связей ($r_{\rm HKM-\Gamma M} = -0.60$) для вендских тонкозернистых образований статистически значима.

Во-вторых, по представлениям [McLennan et al., 1993], соотношение в тонкозернистых обломочных породах Zr, Sc и Th также позволяет судить о природе слагающего их материала. По критериям, представленным в этой публикации, можно сделать вывод о том, что в составе всех образцов преобладает материал первого седиментационного цикла (рис. 10), что в отношении глинистых пород волынской и валдайской серий запада ВЕП не противоречит данным [Jewuła et al., 2022]. Исключение составляют несколько образцов песчаников и алевролитов руднянской и оршанской свит среднего рифея – их фигуративные точки на графике Zr/Sc-Th/Sc явно отклоняются от линии тренда вариации состава пород



Рис. 10. Распределение точек состава песчаников, алевролитов и аргиллитов рифея (а) и венда (б) на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]. Условные обозначения см. рис. 2.

источников сноса, что можно интерпретировать в пользу присутствия в них литогенной компоненты.

выводы

Результаты, полученные при анализе положения фигуративных точек образцов обломочных пород нашей пилотной коллекции на различных диаграммах и при их геохимической аттестации по методике [Юдович, Кетрис, 2000], а также рассмотрение особенностей распределения редких и рассеянных элементов позволяют сделать следующие выводы.

Породы, визуально определенные при описании керна и отборе образцов как песчаники, являются петрогенными кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми разностями и аркозами с различным содержанием литогенной примеси и различными типами цемента (в том числе карбонатным). Наличие литогенной примеси особенно характерно для пород руднянской и оршанской свит. При этом верхнерифейские (крупнозернистые?) алевролиты руднянской и рогачевской свит по своему геохимическому облику весьма похожи на одновозрастные песчаники, что дает основание при дальнейших исследованиях рассматривать их совместно. Каких-либо крупных закономерностей при рассмотрении состава песчаников разного возраста нами не обнаружено. Те же, что были отмечены, в основном связаны, по всей видимости, с вариациями содержания в них КПШ, акцессорных минералов и сульфидов.

Породы вендского возраста, визуально определенные при описании керна и отборе образцов как алевролиты, в действительности содержат существенное количество глинистой компоненты и представляют собой петрогенные разнородные по составу глинистые (мелкозернистые?) алевролиты и аргиллиты — с преобладанием иллита, иллита и бертьерина, бертьерина, каолинита и смектита. Именно наличие бертьерина и оксигидроксидов железа, а не только хлорита, привело к увеличению фемичности нескольких образцов. В некоторых из тонкозернистых обломочных пород венда присутствует заметное количество сульфидов, карбонатной компоненты и/или акцессорного апатита (образцы с вышекларковым содержанием $P_2O_5 > 0.48\%$), который является носителем U и P3Э.

Петрогенный характер материала, слагающего большинство исследованных нами образцов обломочных пород пилотной коллекции, позволяет считать, что выводы относительно основных факторов формирования исходных для них осадков, полученные на основе использования разнообразных приемов и подходов из практики литогеохимических исследований, будут достаточно корректными.

Выявленные литогеохимические особенности песчаников, алевролитов и глинистых пород среднего рифея и венда определяют как возможности, так и некоторые ограничения при использовании их в дальнейших геохимических исследованиях. Например, наличие карбонатного цемента и бертьерина сужает возможность использования таких образцов при работе с диаграммами, "обученными" на петрогенных оксидах, а присутствие акцессорного апатита — ограничивает применение индикаторных

отношений, в формулы которых входят те или иные лантаноиды. В тоже время значительное количество глинистой компоненты в "алевролитах" и их петрогенная природа снимает ряд ограничений. Учитывая геохимические особенности свит, установленные при сопоставлении образцов со средним составом верхней континентальной коры и постархейским средним австралийским сланцем, наиболее подходящими при реконструкциях петрофонда будут индикаторы с использованием V, Cr, Ni, Rb, Zr, Hf, Th, Sc и некоторые РЗЭ, так как они демонстрируют наименьшую/умеренную дисперсию в выборке, то есть вариация их концентраций обусловлена в первую очередь составом петрофонда, а не особенностями среды седиментации.

БЛАГОДАРНОСТИ

При подготовке рукописи были учтены и добавлены в текст с соответствующими ссылками фрагменты, предложенные О.Ф. Кузьменковой и А.Г. Лапцевич. Авторы признательны Г.Д. Стрельцовой и С.С. Манкевичу за помощь при отборе образцов керна, а также анонимным рецензентам, замечания и предложения которых позволили улучшить стиль и подачу материала. Иллюстрации к статье подготовлены H.C. Глушковой.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН (FMMG-2023-0004, геохимический анализ образцов пилотной коллекции), ИГГД РАН (FMUW-2021-0003, отбор образцов, их первичное описание, подготовка к аналитически исследованиям, общая характеристика изученных разрезов) и ИГГ УрО РАН (FUMZ-2023-0008, интерпретация литохимических данных в рамках подходов, развиваемых при исследованиях по указанной теме).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бордон В.Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1977. 216 с.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Кушим Е.А. и др. Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 24–38. Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г. и др. Палеонтологическая характеристика верхневендских—нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 3–20.

Геология Беларуси / Отв. ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Е.В. Скляров. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Зайцева Т.С., Кузьменкова О.Ф., Кузнецов А.Б. и др. U–Th–Pb возраст детритового циркона из рифейских песчаников Волыно-Оршанского палеопрогиба, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 5. С. 42–62.

Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Глаз Н.В. К вопросу о бортниковской свите среднего рифея Беларуси // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Свое издательство, 2019. С. 122–124.

Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кузнецов А.Б. и др. Актуальные вопросы стратиграфии рифея и венда Волыно-Оршанского палеоавлакогена запада Восточно-Европейской платформы // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Свое издательство, 2019. С. 125–127.

Лапцевич А.Г., Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф. и др. Котлинский горизонт верхнего венда Беларуси: литологическое расчленение и биостратиграфическое обоснование // Літасфера. 2023. № 1(58). С. 17–25.

Махнач А.С. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР. М.: Недра, 1966. С. 210–236.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Белоруссии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 90–103.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.

Махнач А.С., Ольховик Е.Т., Бордон В.Е. Геохимия венда Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1982. 150 с.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Б.М. Келлер, А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1980. 118 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Отв. ред. В.Н. Шванов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП "БелНИГРИ", 2010. 282 с.

Стрельцова Г.Д., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф. О рифейских отложениях восточной части Беларуси // Материалы VI международной научно-практической конференции "Актуальные проблемы наук о Земле: исследования трансграничных регионов". Брест: БГУ им. А.С. Пушкина, 2023. С. 200–203.

Юдович Я.Э. Хорошо забытое старое: размышления об инфильтрационном эпигенезе // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2007. № 5. С. 25–33.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

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

Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geol. 2000. V. 165. P. 197–213.

Cullers R.L. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danberg granite, Georgia, USA // Lithos. 1988. V. 21. P. 301–314.

Cullers R.L., Barrett T., Carlson R., Robinson B. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA // Chem. Geol. 1987. V. 63. P. 275–297.

Cullers R.L., Basu A., Suttner L.J. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root Batholith, Montana, USA // Chem. Geol. 1988. V. 70. P. 335–348.

Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz. St. Jones, NL: Geol. Ass. Canada, 2003. GeoText 4. 184 p.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Jewuła K., Środoń J., Kędzior A. et al. Sedimentary, climatic, and provenance controls of mineral and chemical composition of the Ediacaran and Cambrian mudstones from the East European Craton // Precambrian Res. 2022. V. 381. 106850.

Кигтепкоva O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M. Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orshanskya Depth and the Zlobin Saddle (Bykhovskaya parametric borehole) // Материалы международной научной конференции "Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий", посвященной 100-летию со дня рождения академика НАН Беларуси А.С. Махнача. Минск: СтройМедияПроект, 2018. Р. 101–105.

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Graunov O.V. Provenances of fine-grained alumosiliciclastic material for the Ven-

dian and Early Cambrian sedimentary rocks of the west of the East European Plate: some lithogeochemical constraints // Stratigraphy and Geological Correlation. 2024. V. 32. № 1. P. 1–20.

McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay // Rev. Mineral. Geochem. 1989. V. 21. P. 169–200.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds M.J. Johnsson, A. Basu // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. No 284. P. 21–40.

McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2015–2050.

Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S. et al. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // Precambrian Res. 2019. V. 331. 105352.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone / Second edition. New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo: Springer-Verlag, 1976. 560 p.

Pourmand A., Dauphas N., Ireland T.J. A novel extraction chromatography and MC–ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances // Chem. Geol. 2012. V. 291. P. 38–54.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // The crust / Eds R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian // Treatise on geochemistry. V. 3. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003. P. 1–64.

Roy D.K., Roser B.P. Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 1163–1171.

Srodon J., Gerdes A., Kramers J., Bojanowski M.J. Age constraints of the Sturtian glaciation on western Baltica based on U-Pb and Ar-Ar dating of the Lapichi Svita // Precambrian Res. 2022. V. 371. 106595.

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

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.

Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // Chem. Geol. 2006. V. 232. P. 12–32.

van de Kamp P.C. Potassium distribution and metasomatism in pelites and shists: how and when? Relation to postdepositional events // J. Sediment. Res. 2016. V. 86. P. 683–711. *van der Weijden C.H.* Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor // Mar. Geol. 2002. V. 184. P. 167–187.

LITHOGEOCHEMISTRY OF UPPER PRECAMBRIAN TERRIGENOUS ROCKS OF BELARUS. COMMUNICATION 1. BULK CHEMICAL COMPOSITION, GENERAL FEATURES AND ANOMALIES

A. V. Maslov^{1, *}, O. Yu. Melnichuk², A. B. Kuznetsov³, V. N. Podkovyrov³

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia ²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia ³Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia *e-mail: amas2004@mail.ru

The first of two publications is devoted to the lithogeochemical features study of the pilot collection of the Upper Precambrian sandstones and siltstones samples, selected from four boreholes: Bogushevskaya 1, Bykhovskava, Lepel 1 and Korminskava (Belarus). This article analyzes the general features of their bulk chemical composition and shows the possibilities and limitations for further reconstructions. It has been established that the Riphean and the Vendian rocks included in the pilot collection, visually identified as sandstones, are actually quartz, feldspathic-quartz and arkose varieties with different cement types. The Vendian "siltstones" in their geochemical characteristics correspond to coarse- and fine-grained siltstones and, to a greater extent, mudstones with a predominance of illite, as well as various admixtures of berthierine, kaolinite and smectite. Considering the trace elements enrichment factors of these rocks a number of dissimilarities were identified, caused both by the source rocks composition and sedimentary environments changes. The data point position of the studied samples on the Zr/Sc-Th/Sc diagram suggests that the composition of all the Riphean and the Vendian rocks is dominated by first sedimentation cycle material. This suggests that the lithogeochemical characteristics of the rocks of the pilot collection quite correctly reflect similar features of the source rock complexes and can be used to reconstruct the paleogeodynamic and paleoclimatic factors that controlled the accumulation of the Riphean and the Vendian sedimentary sequences of Belarus.

Keywords: Riphean, Vendian, sandstones, siltstones, claystones, lithogeochemical features, East European Platform, Belarus

УДК 551.87

ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕОЛИГОЦЕНОВОГО СОЛЕНОВСКОГО КРИЗИСА НА СЕВЕРНОМ ШЕЛЬФЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

© 2024 г. И. С. Патина^{*a*, *}, Г. М. Горкин^{*a*, **}, И. С. Постникова^{*a*, ***}

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

*e-mail: irina.patina@gmail.com **e-mail: gorkin_g96@mail.com ***e-mail: postnikova_irina1994@mail.ru Поступила в редакцию 04.12.2023 г. После доработки 15.01.2024 г. Принята к публикации 15.02.2024 г.

Представлены результаты региональных исследований строения соленовских отложений рюпельского яруса олигоцена Предкавказско-Каспийского региона, который на протяжении кайнозойского времени представлял собой северный шельф Восточного Паратетиса. На основе комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов уточнено геологическое строение соленовского горизонта и палеогеографические условия, существовавшие на протяжении соленовского времени (вторая половина раннего олигоцена). Прослежена пространственная картина последствий падения уровня Восточного Паратетиса во время серии регрессий в олигоценовый период. Шельфовые области периодически осушались, что отражено в структуре эрозионных несогласий и погребенных врезов рек. Установлено, что наиболее значительной была регрессия позднесоленовского времени с понижением относительного уровня моря более чем на 500 м. В результате в толще осадков шельфовой части палеобассейна (майкопский сейсмокомплекс) сформировалась выраженная поверхность несогласия, осложненная речными врезами. На склонах формировались эрозионные уступы и оползневые тела, в депрессионных частях накапливались комплексы заполнения.

Ключевые слова: Паратетис, майкопская серия, сейсмостратиграфия, регрессия, колебания уровня моря

DOI: 10.31857/S0024497X24040024, EDN: ZOWTIZ

На рубеже эоценовой и олигоценовой эпох в области прогибаний, возникшей перед фронтом Альпийского складчатого пояса вдоль южной окраины Евразии, обособилось огромное внутриконтинентальное море Паратетис. Оно разделялось на три основных бассейна: коротко живущий небольшой Предальпийский (Западный Паратетис, олигоцен-нижний миоцен), Карпатский (Центральный Паратетис, олигоцен-средний миоцен) и Эвксино-Каспийский (Восточный Паратетис), реликтами последнего являются Черное и Каспийское моря. На протяжении всей истории своего развития, бассейны характеризовались периодическим прекращением связей с Мировым океаном. Это приводило к колебаниям уровня моря, определявшимся соотношением стока и испарения, не зависящих от эвстатики [Попов и др., 2010; Palcu et al.,

2021]. С изоляцией связан ряд регрессивных событий, выраженных в геологической летописи региона. Для Восточного Паратетиса в настоящее время известны как минимум семь подобных эпизодов: конец приабона—начало рюпеля, позднесоленовское время конца раннего олигоцена, позднекалмыцкое — в конце олигоцена, позднетархан-раннечокракское — в первой половине среднего миоцена, серия регрессий сармата—мэотиса — в конце среднего и позднем миоцене, мессинский кризис позднего миоцена внутрипонтическая регрессия и балаханское (предакчагыльское) падение уровня моря в плиоцене каспийской части бассейна.

Регрессии приводили к осушению обширных территорий шельфа, к эрозии подстилающих комплексов и формированию поверхностей несогласий с системами глубоких врезов и гравитационных фаций.

Одним из наиболее значительных, но пока еще слабо изученных, регрессивных эпизодов является событие позднесоленовского времени конца рюпеля. В литературе соленовский этап рассматривается как время развития эндемичной фауны в условиях слабой солености поверхностных вод и сероводородного заражения более глубоких слоев водного бассейна. В начале соленовского времени (около 32 млн лет назад) Паратетис впервые утратил свободный водообмен с открытыми северными и южными морями, что в итоге привело к крупному регрессивному событию, произошедшему около 29 млн лет назад [Воронина, Попов, 1984; Столяров, Ивлева, 1999; Попов и др., 2009, 2019; Гаврилов и др., 2017].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ В РАЗРЕЗЕ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СОЛЕНОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Соленовский горизонт выделяется внутри майкопской серии (олигоцен-ранний миоцен) в верхней части рюпельского яруса нижнего олигоцена. Региональная структура всего майкопского комплекса северной окраины Восточного Паратетиса определяется крупными клиноформенными осадочными телами, которые последовательно заполняли бассейн со стороны платформы в направлении открытого моря. В Среднем Каспии и Предкавказье закартировано несколько систем клиноформ майкопского комплекса. Аналогичная картина наблюдается на Южном Мангышлаке и в Северо-Устюртском прогибе [Козмодемьянский и др., 1987; Гаджиев, Попков, 1988; Кунин и др., 1990; Патина, 2017]. Мощности комплекса колеблются от десятков метров до 2500 м, а протяженность выделенных клиноформ исчисляется сотнями километров. Разрезы перечисленных районов являются самыми информативными при расшифровке истории олигоценовых регрессий, т.к. на протяжении всего периода они представляли собой области мелководного шельфа и склонов относительно глубоководных шельфовых прогибов, где седиментация наиболее восприимчива к колебаниям уровня вод.

Отложения соленовского горизонта представлены глинистыми комплексами разной степени карбонатности, с прослоями песков и песчаников, а также характерным пластом светлого мергеля в основании (остракодовый пласт). Данный пласт является региональным маркером и присутствует практически повсеместно, за исключением областей, подвергшихся наиболее сильным изменениям при регрессиях — это северные части Волго-Донского региона, Западного Предкавказья, Бузачи и северная часть Мангышлака. Здесь остракодовые слои, а иногда и весь соленовский горизонт, отсутствуют. В некоторых районах, например на Западном Копетдаге выделяется два остракодовых пласта [Мерклин, Столяров, 1962].

В объеме соленовского региояруса выделяются два подъяруса – нижний и верхний [Попов и др., 1993]. В каждом районе они имеют свое название. В Предкавказье это остракодовый пласт или полбинская свита (подсвита) и нижняя подсвита морозкинской балки или гехинская свита. В Волго-Донском районе и Ергенях соленовскому региоярусу соответствуют остракодовые и икибурульские слои, иногда объединяемые в соленовскую свиту, разделяемую на три подсвиты [Застрожнов и др., 2019]. На Мангышлаке выделяется южномангышлакская свита, состояшая из нижнесоленовских или остракодовых слоев и каундинских слоев, как аналога верхнесоленовских [Столяров, Шарков, 1976; Воронина, Попов, 1998].

В соленовское время произошло вымирание морских групп и появление эндемичных солоноватоводных моллюсков, остракод, своеобразных комплексов диноцист и наннопланктона. Их ассоциации прослеживаются во всем Паратетисе от Предкарпатского прогиба до Закаспия. Состав и виды описанной фауны свидетельствуют о полузамкнутом характере водной циркуляции и значительном опреснении бассейна с периодическим возникновением сероводородного заражения и аноксических режимов [Воронина, Попов, 1987; Столяров, Ивлева, 1999].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Регрессивные эпизоды обычно ярко выражены в осадочной толще разновозрастных разрезов Паратетиса (и аналогичных ему бассейнов с затрудненной связью с Мировым океаном) в виде эрозионных несогласий в шельфовой части и высокоуглеродистых (аноксических) пород, отлагавшихся в глубоководных впадинах в условиях сероводородного заражения вод, спровоцированного изоляцией бассейна и затруднением водообмена внутри него. Однако такие наблюдения являются разрозненными и фрагментарными, поэтому сопоставить их между собой



Рис. 1. Обзорная схема района работ.

1 — граница современного распространения соленовских отложений (по [Столяров, Ивлева, 1999]). Штрихи направлены в строну распространения; 2 — области современного отсутствия майкопских отложений; 3 — опорные разрезы соленовских отложений (по [Воронина, Попов, 1984; Столяров, Ивлева, 1999]); 4 — сейсмические профили МОГТ; 5 — профили, использованные в качестве иллюстраций в статье.

и объединить в единую геологическую модель только по материалам обнажений и буровых скважин практически невозможно. Сейсмостратиграфический анализ структуры и распространения эрозионных поверхностей, а также оценка глубины врезов рек, впадавших в бассейн, позволяют оценить масштабы и амплитуду падения уровня воды во время крупных регрессий.

Основной объем материалов, использованных в настоящей работе, представлен региональными сейсмическими профилями МОВ ОГТ-2D разных лет, а также литературными данными по буровым скважинам и обнажениям пород соленовского возраста (рис. 1).

Для сейсмостратиграфического анализа были отобраны сейсмические профили, которые лучше охарактеризованы буровыми материалами, а также те, на которых хорошо прочитывается структура не только олигоценовых и миоценовых сейсмокомплексов, но и перекрывающих и подстилающих их толщ. Эти критерии необходимы для выяснения пространственного положения следов исследуемого события в осадочном разрезе бассейна. Они же позволяют прояснить масштабы и площади палеогеографических и геологических изменений, вызванных регрессивными событиями, которые прослеживаются на региональных сейсмических профилях.

Основная часть работ была сосредоточена на территории Предкавказья. Этот район являлся частью северного платформенного шельфа Восточного Паратетиса и здесь колебания уровня моря проявились наиболее отчетливо. Этот регион покрыт наиболее густой сетью региональных сейсмопрофилей, что значительно облегчает корреляцию выявленных событий по площади.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основании сейсмостратиграфического исследования региональных профилей, в волновой картине олигоценового сейсмокомплекса были выделены типичные сейсмообразы, характеризующие последствия понижения относительного уровня моря и уменьшения глубины. К ним относятся локальные и региональные поверхности несогласий, эрозионные поверхности, гравитационные сейсмофации, врезы русел рек и уступы.

	Сейсмофация (вертикальный разрез)	Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления	Области распространения
(a)	Voipax Maikon Consourare Sourai	Чередование ярких протяженных параллельных и прерывистых отражений разной степени динамической выразительности	Фации мелководных шельфовых условий осадконакопления. Чередование трансгрессивно- регрессивных этапов выражено в смене характера сейсмической записи	Западное Предкавказье, север Восточного и Центрального Предкавказья, Северный Каспий, периферия Мангышлаксой впадины
(6)	Неотен-Коартер Майкоп Палезцент- ооцен	Эрозионная поверхность вреза, характеризуется глубоким корытообраз- ным вырезанием подсти- лающих толщ и хаоти- ческим заполнением	Погребенные врезы рек в шельфовой части майкопского сейсмокомплекса. Врез сформировался во время соленовской регрессии и имеет унаследованный характер: последующие регрессии формировали врезы на том же месте	Юг Тимашевской ступени, Кума- Манычский про- гиб, Каневско- Березанский вал, Ногайская сту- пень, Прикумская система поднятий
(в)	Ностон Майкоп Осцина р 15тм	Клиноформенные, косослоистые отражения, выявленные в пределах майкопского сейсмокомплекса	Области перехода от мелководного шельфа к более глубоким частям бассейна	Западно- Кубанский прогиб, Восточное Предкавказье, Средний Каспий, Мангышлак, Устюрт
(г)	Historian Malikon Historia	Резкое прерывание горизонтов в результате эрозионного размыва. Хаотические гравитационные комплексы и их несогласное перекрытие более молодыми трансгрессивными горизонтами	Эрозионный борт. Глубина размыва соответствует амплитуде падения уровня моря. На склоне формируются гравитационные олистостромовые комплексы	Терско- Каспийский, Азовский и Западно- Кубанский прогибы

Рис. 2. Характерные сейсмофации олигоценового сейсмокомплекса.

а — параллельные сейсмофации мелководного шельфа, б — эрозионные врезы речных систем, в — клиноформенные сейсмофации шельфа, г — эрозионный уступ.

1 – согласные сейсмостратиграфические границы; 2 – эрозионные сейсмостратиграфические границы.

При регрессии часть территории осушается, и формируется эрозионная поверхность несогласия (рис. 2а). Она осложняется глубокими врезами рек, базис эрозии которых стремился к изменившемуся уровню питаемого бассейна (см. рис. 2б). Переход в более глубоководную область шельфа характеризуется клиноформенным строением отложений и наличием эрозионной поверхности уступа, который маркирует максимально низкий уровень воды. В трансгрессивный этап рельеф уступа формируется бровками проградирующих клиноформ. Во время крупных регрессивных
эпизодов уровень моря падает ниже бровки. В результате абразионная деятельность на границе суша—море формирует новый рельеф уступа, который на сейсмических профилях выражен в качестве наклонной эрозионной границы с боковым срезанием подстилающих комплексов (см. рис. 2в, 2г). Далее в сторону открытого бассейна не наблюдается выраженных поверхностей несогласий, что объясняется непрерывностью процесса осадконакопления в этих областях. Однако структура осадочной толщи здесь может быть нарушена оползневыми и олистромовыми сейсмофациями, которые скатывались в бассейн с эродируемого склона.

Данные, полученные при сейсмостратиграфическом анализе, были сопоставлены с геологической информацией, полученной из описания обнажений и скважинных разрезов (см. рис. 1), для выяснения степени проявления регрессивного соленовского эпизода в разрезах разных районов. Анализ показал, что признаки падения уровня моря в олигоценовом разрезе майкопской серии устанавливаются на значительной площади [Столяров, Ивлева, 1999; Попов и др., 2010; Застрожнов и др., 2019]. Эти признаки (врезы, перемывы, области нулевой седиментации и следы плоскостной эрозии, волнистая поверхность, биотурбирование осадков, накопление углей, грубые терригенные фации, седиментационное брекчирование, олистостромы и др.) отмечены в основном в нижнесоленовском подъярусе, однако иногда встречаются и на более высоких уровнях соленовских отложений.

В литературе, посвященной стратиграфии и литологическим особенностям соленовского региояруса, отмечаются трудности биостратиграфического расчленения его разрезов из-за бедности фаунистических комплексов и неполноты самого разреза [Столяров, Ивлева, 1999]. Поэтому нами были проанализированы признаки регрессии, отмеченные в объеме всего соленовского региояруса, а не только те, которые привязаны к его нижним или верхним частям.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам проведенного сопоставления сейсмостратиграфических материалов с геологическими и палеонтологическими данными, был выявлен ряд признаков проявления регрессий по генетическим, возрастным и географическим особенностям их выражения.

В северных районах Предкавказья, Ергенях и бортовых частях Южно-Мангышлакского прогиба выявлены характерные признаки периодического обмеления и осушения территории. К ним относятся: перемыв осадков, гравийно-галечные фации, эрозионные врезы и области нулевой седиментации, появление ходов илоедов, угольных прослоев. Распространены также раковины моллюсков, подвергшиеся волноприбойному воздействию.

В Калмыкии и на Ергенях в разрезах скважин отмечено присутствие растительного детрита в нижнесоленовской подсвите, подошва которой была подвержена эрозии. Верхняя подсвита сильно биотурбирована и часто отсутствует в разрезе [Воронина, Попов, 1987; Столяров, Ивлева, 1999]. Отмечены мелководные условия осадконакопления соленовских отложений, выявлены эрозионные контакты слоев, биотурбация, а также стяжения фосфорита и оксидов железа. Подобные образования характерны для мелководных заливов с пенепленезированной окружающей сушей, а также для периодической смены морских условий осадконакопления прибрежными фациями при колебаниях уровня моря.

В Закаспии на полуострове Мангышлак в соленовской части разреза выявлены два уровня с ходами илоедов - в нижне- и верхнесоленовской подсвитах. На юго-западе полуострова в районе поднятия Карагие отмечаются поломанные и перевернутые раковины моллюсков в известковистых глинах остракодовых слоев [Столяров, Ивлева, 2006], что говорит о малых глубинах и сильном волновом воздействии. К западу, в направлении Каспийского моря пропадают ходы илоедов, а глины приобретают более темный оттенок [Столяров, Ивлева, 2006]. Также в олигоценовых разрезах Мангышлака описаны листрические сбросы и погребенные эрозионные врезы [Попков, 2017]. Севернее Мангышлака соленовские отложения отсутствуют или размыты регрессиями последующих эпох, а восточнее они появляются уже на плато Устюрт, сначала в относительно глубоководных глинистых, а затем в мелководных грубо-песчаных фациях.

В южных районах Закаспия в разрезе Кизил-Чешме Западного Копетдага в отложениях соленовского горизонта присутствуют прослои ярко-бурых глин с песком и гравием [Воронина, Попов, 1987].

Описанные выше краевые области отличались нестабильностью гидрологического режима на протяжении не только соленовского, но и всего олигоценового времени. В волновом поле олигоценовый интервал этих регионов характеризуется присутствием нескольких эрозионных поверхностей, отражающих отступление моря. Они осложняются системами врезанных долин рек и чередуются с протяженными отражениями, формировавшимися в трансгрессивные этапы (см. рис. 2а).

В Западном Предкавказье отложения соленовского горизонта, в частности его остракодового слоя, присутствуют как в ненарушенном залегании (например, на реках Белая, Лаба, Кубань), так и в виде крупноглыбового конгломерата (на реках Пшиш и Пшеха), который ложится на поверхность, эродированную вплоть до среднего-верхнего эоцена. В составе конгломерата также обнаружены глыбы позднемелового и палеоценового возраста. В обнажении у г. Нефтегорска выявлены олистостромовые комплексы с глыбами мела и палеогена, перекрывающие остракодовый пласт, а иногда и с размывом залегающие на отложениях эоцена [Вассоевич, Коротков, 1935; Гроссгейм, 1960; Столяров, Ивлева, 2006]. Породы, перекрывающие врезы, отнесены к калмыцкой свите позднего олигоцена [Столяров, Ивлева, 2006], таким образом сам врез датируется позднесоленовским временем.

В Восточном Предкавказье, в Дагестане, врезы, олистостромы и конгломераты отмечены в миатлинском горизонте раннего олигоцена [Шарафутдинов, 2003]. Обломки представлены породами эоценового и позднемелового возраста. Отложения миатлинского горизонта перекрывают остракодовый пласт соленовской свиты [Брод, Успенская, 1937].

На сейсмических разрезах гравитационные комплексы выделяются у северного борта Терско-Каспийского прогиба, а также у восточного склона Ставропольского свода. К основным признакам их присутствия следует отнести: резкое обрывание протяженных осей синфазности; внутреннюю структуру, отличную от вмещающих комплексов, а также деформации и срезание прилегающих горизонтов (см. рис. 2г).

Важно отметить, что процессы формирования гравитационных комплексов и грубообломочных конусов в олигоцене традиционно связывают с ростом Кавказского острова. Однако детальные исследования вещественного состава соленовского горизонта не выявили влияния кавказского источника [Столяров, 1991; Столяров, Ивлева, 1999]. По сейсмостратиграфическим материалам снос с Кавказа также не проявляется. Общая картина распространения олистостромов демонстрирует, с одной стороны, близость обвальных фаций к эрозионным бортам, а с другой стороны, – достаточную удаленность некоторых из них от Большого Кавказа. Это дает основания предполагать, что именно регрессивное смещение базиса эрозии, а не тектонические движения, являлись причиной появления обсуждаемых склоновых фаций.

По сейсмическим материалам внутри олигоценовой части майкопского сейсмокомплекса прослеживается четко выраженная эрозионная поверхность, соответствующая позднесоленовской регрессии (рис. 3). К майкопскому комплексу приурочены еще как минимум две крупные эрозионные поверхности. Первая выделяется выше соленовской регрессивной поверхности внутри майкопского



Рис. 3. Фрагмент сейсмостратиграфического профиля, перпендикулярного направлению простирания эрозионных врезов, вдоль северного борта Тимашевской ступени.

1 — границы сейсмокомплексов; 2, 3 — эрозионные границы внутри майкопского сейсмокомплекса: 2 — соленовского возраста, 3 — позднекалмыцкого (предположительно) возраста; 4 — скважины. Положение профиля см. рис. 1.

ПАТИНА и др.



Рис. 4. Фрагмент сейсмостратиграфического профиля через эрозионный борт Западно-Кубанского прогиба. 1 – границы сейсмокомплексов; 2, 3 – границы внутри майкопского сейсмокомплекса: 2 – соленовского возраста (*a* – эрозионные, *б* – согласные), 3 – позднекалмыцкого (предположительно) возраста (*a* – эрозионные, *б* – согласные); 4 – скважины. Положение профиля см. рис. 1.



Рис. 5. Фрагмент сейсмостратиграфического профиля через эрозионный борт Терско-Каспийского прогиба. 1 – границы сейсмокомплексов; 2, 3 – границы внутри майкопского сейсмокомплекса: 2 – соленовского возраста (*a* – эрозионные, *б* – согласные), 3 – позднекалмыцкого (предположительно) (*a* – эрозионные, *б* – согласные); 4 – клиноформы; 5 – скважины. Положение профиля см. рис. 1.



Рис. 6. Палеогеографическая схема трансгрессивного этапа соленовского времени.

1 — граница современного распространения соленовских отложений (по [Столяров, Ивлева, 1999]). Штрихи направлены в сторону распространения; 2 — области современного отсутствия майкопских отложений; 3 — области компенсированной седиментации (мелководный шельф); 4 — области лавинной седиментации (погруженный шельф); 5 — области некомпенсированной седиментации (впадины и прогибы); 6 — глубоководная впадина; 7 клиноформы; 8 — направление переноса терригенного материала.



Рис. 7. Палеогеографическая схема регрессивного этапа позднесоленовского времени. 1 – граница современного распространения соленовских отложений (по [Столяров, Ивлева, 1999]). Штрихи направлены в сторону распространения; 2 – области современного отсутствия майкопских отложений; 3 – области эрозии; 4 – области компенсированной (мелководный шельф) и лавинной (погруженный шельф) седиментации; 5 – области некомпенсированной седиментации (впадины и прогибы); 6 – глубоководная впадина; 7 – врезанные долины палеорек и направление переноса в них терригенного материала; 8 – области развития гравитационных фаций; 9 – абразионные уступы; 10 – области развития глубоководных конусов выноса. сейсмокомплекса, а вторая — в его кровле. По-видимому, они образовались во время позднекалмыцкой и тархан-чокракской регрессий раннего миоцена.

Степень размыва комплексов, подстилающих эрозионные поверхности, увеличивается в южном направлении в сторону северных бортов Предкавказских прогибов, где выделяется крутой эрозионный уступ высотой около 500 м (рис. 4, 5). Характерно, что рядом с этим уступом Западно-Кубанского прогиба наблюдаются врезы речной долины. Они являются унаследованными и устанавливаются на уровнях всех упомянутых выше эрозионных поверхностей майкопского сейсмокомплекса (см. рис. 3). Наиболее ярко врезы выражены вдоль южного края Тимашевской ступени, где их глубина достигает 250 м. На севере ступени (Платнировская площадь) также присутствуют признаки вреза, но его глубина здесь не превышает 50 м. Эта особенность указывает на то, что основной причиной выработки эрозионного рельефа являлось падение относительного уровня моря, поскольку наиболее резкое углубление русла происходило в приустьевой части речного потока у перегиба склона [Маккавеев, 2005].

Врезы речной долины Палео-Дона соленовского времени также сохранились на севере Предкавказья, где они прорезают остракодовый пласт и заполнены среднемайкопскими отложениями [Попов и др., 2010].

выводы

На основании проведенного сопоставления сейсмостратиграфических материалов с геологическими данными выявлены два типа проявлений регрессивных событий в соленовское время олигоцена, которые выделяются по генетическим, возрастным и географическим признакам.

К первому типу относятся маркеры, характеризующие наиболее мелководные области бассейна — это поверхности перемыва осадков и волноприбойного воздействия, эрозионные врезы и области нулевой седиментации. Об изменениях морского режима соленовского бассейна также свидетельствует широкое развитие ходов илоедов, присутствие конкреций, следов усыхания, угольных прослоев и раковин моллюсков, подвергшихся волноприбойному воздействию. Данные маркеры встречаются в объеме всего разреза соленовского горизонта и отражают периодическую смену этапов обмеления и разлива бассейна вследствие трансгрессивно-регрессивных событий. По-видимому, эти колебания были не столь значительными и отражены только в разрезах мелководных шельфовых областей палеобассейна (Север Западного Предкавказья, Поволжье, Ергени, периферия Мангышлакского прогиба). Отступление воды здесь происходило постепенно, с формированием мелководных заливов, окруженных сушей. В более глубоководных областях некомпенсированной седиментации (южные и центральные районы Предкавказья, Средний Каспий, Кара-Богаз-Гол, Мангышлакская впадина) накапливались клиноформенные тела (см. рис. 5). По их высоте и трактам низкого стояния уровня можно оценить эти колебания относительного уровня моря в пределах 50-100 м.

Ко второму типу проявлений падения относительного уровня моря относятся эрозионные уступы вдоль северных бортов предкавказских прогибов, врезы рек и гравитационные фации (оползневые блоки, олистолиты и листрические разломы). Последние проявлены вдоль бортов Терско-Каспийского и Западно-Кубанского прогибов, на территории Грузии, побережье Черного моря, в акватории Каспийского моря, а также на Копетдаге. Время их формирования — позднесоленовское, так как они перекрывают и включают в себя продукты размыва комплексов раннесоленовского остракодового пласта.

Из результатов измерения высоты эрозионного уступа и глубины врезов следует, что амплитуда падения уровня вод в бассейне в позднесоленовское время составила около 500 м. Такое значительное смещение базиса эрозии в сторону открытого бассейна привело к его сильному обмелению и возникновению гравитационных и эрозионных процессов на склонах.

Таким образом, выявлено, что с момента изоляции Восточного Паратетиса и на протяжении всего соленовского времени бассейн испытывал ряд регрессивно-трансгрессивных событий.

Раннесоленовские колебания уровня вод были незначительными и проявлялись в виде чередования периодов седиментации и эрозии в мелководных областях северного шельфа. Основная часть территории северного шельфа Паратетиса в это время представляла собой области мелководно-морской седиментации и небольших мощностей осадков, в более удаленных относительно глубоководных областях накапливались клиноформенные комплексы, сформированные дистальным выносом платформенных рек (продельты) (рис. 6). Наиболее драматическим стало регрессивное событие позднесоленовского времени (рис. 7). В этот период уровень вод в бассейне упал приблизительно на 500 м. Практически вся территория Предкавказья и Казахстана осушилась, и базис эрозии сместился в сторону открытого моря. Седиментация сохранялась лишь в более погруженных частях предкавказских и Предкопетдагского прогибов, на северных бортах которых формировались крутые эрозионные уступы. В непосредственной близости от эрозионных уступов формировались гравитационные и оползневые фации, тогда как разрушаемый эрозией материал переотлагался в более глубоководных частях бассейна в виде конусов выноса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимному рецензенту и С.В. Попову (ПИН РАН) за замечания и рекомендации, которые способствовали улучшению рукописи.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены и выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00827, https://rscf.ru/ project/22-27-00827/).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брод И.О., Успенская Н.Ю. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Нефтяная экскурсия: Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР // Международный геол. конгресс. Вып. 3. Сессия 17. СССР. М., 1937. С. 5–38.

Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе). М., Л.: ОНТИ, Гл. ред. горно-топл. лит., 1935. 47 с. (Тр. НГРИ. Серия А. Вып. 59)

Воронина А.А., Попов С.В. Основные этапы развития Восточного Паратетиса в олигоцене-раннем миоцене // Историческая геология. Итоги и перспективы / Под ред. Е.Е. Милановского, И.А. Добрускиной. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 263–270.

Воронина А.А., Попов С.В. Соленовский горизонт Восточного Паратетиса // Известия АН СССР. Серия геол. 1984. № 9. С. 41–53.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Недумов Р.И., Покровский Б.Г. Обстановки седиментации и геохимия верхнеэоценовых-нижнеолигоценовых отложений Северо-Восточного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 6. С. 23–46.

Гаджиев А.Н., Попков В.И. Новые данные по геологии Среднего Каспия // Докл. СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 682–685.

Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа // Труды Краснодарского филиала ВНИИнефти. Вып. 4. М.: Гостехиздат, 1960. 3–190.

Застрожнов А.С., Попов С.В., Беньямовский В.Н., Мусатов В.А., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Богачкин А.Б., Столяров А.С. Опорный разрез олигоцена юга Восточно-Европейской платформы (Северные Ергени) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 59–92.

Козмодемьянский В.В., Попков В.И., Титов Б.И. Тела бокового наращивания в олигоцене Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. № 1. С. 37–40.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Медведев Е.Н., Пустовойт О.Ю. Сейсмостратиграфический анализ майкопских отложений Северо-Восточного Предкавказья // Советская геология. 1990. № 4. С. 79–84.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Географический факультет МГУ, 2003. 355 с.

Мерклин Р.Л., Столяров А.С. О соленовском горизонте Западного Копет-Дага // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. № 5. С. 61–68.

Патина И.С. Строение майкопского комплекса Каспийского региона по результатам сейсмостратиграфических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 1–10.

Попков В.И. Глиняные диапиры в олигоценовых отложениях Южного Мангышлака // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии наук Республики Башкортостан. 2017. № 23. С. 59–62.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене-раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 10–39.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.

Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64–80.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. Нижнемиоценовые отложения майкопской серии Восточного Паратетиса // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 1. С. 61–82. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 298–317.

Столяров А.С., Шарков А.А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоценовом бассейне Южного Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 1(6). Вып. 4. С. 20–33. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений северо-восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М., 2003. 24 с.

Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I., Lazarev S., Vasiliev I., Stoica M., Krijgsman W. Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Scienific Reports. 2021. V. 11. № 11471.

EXPRESSIONS OF THE SOLENOVIAN EARLY OLIGOCENE CRISIS ON THE NORTHERN SHELF OF THE EASTERN PARATETHYS

I. S. Patina^{1, *}, G. M. Gorkin^{1, **}, I. S. Postnikova^{1, ***}

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: irina.patina@gmail.com **e-mail: gorkin_g96@mail.com ***e-mail: postnikova_irina1994@mail.ru

The results of regional structure studies of the Solenovian deposits of the Eastern Paratethys Early Oligocene Rupelian Stage are presented. The geological structure and paleogeographic conditions that existed in the basin during the Solenovian time were refined on the base of complex interpretation of geological and geophysical materials. A spatial picture of the Eastern Paratethys sea level drops consequences during a series of regressions in the Oligocene period is traced. Shelf areas were periodically drained, which is reflected in the erosional unconformities structure and buried river incisions. It has been established that the most significant was the regression of the Late Solenovian time with a relative sea level drop amplitude of more than 500 m. As a result, a pronounced unconformity surface complicated by river cuts was formed inside the shelf part of the Maikop seismic complex. Erosion ledges and landslide bodies formed on the slopes, and basin-fill complexes accumulated in depression parts.

Keywords: Paratethys, Maikop series, seismic stratigraphy, regression, sea level fluctuations

УДК (552.513:552.143)551.761

ЛИТОЛОГИЯ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

© 2024 г. А. И. Малиновский*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

> **e-mail: malinovsky@fegi.ru* Поступила в редакцию 07.02.2024 г. После доработки 12.03.2024 г. Принята к публикации 12.03.2024 г.

В статье рассмотрен вещественный состав песчаных пород из верхнетриасовых отложений монгугайской свиты Юго-Западного Приморья и приведены результаты его палеогеодинамической интерпретации. Установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники являются петрогенными, соответствуют грауваккам и, лишь частично, лититовым аренитам, характеризуются повышенной степенью геохимической зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей питания. Обобщение и палеогеодинамическая интерпретация полученных данных свидетельствуют, что в позднетриасовое время в юго-западной части Приморья седиментация происходила в бассейнах, связанных с обстановкой активной континентальной окраины и, вероятно. осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Доминирующим источником обломочного вещества была континентальная суша: кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов. Размывались кислые гранитно-метаморфические комплексы при участии осадочных пород, обогащенных древними компонентами. Второстепенным источником была глубоко расчлененная окраинно-континентальная магматическая дуга, поставлявшая в бассейн как дополнительное количество сиалического материала, а также небольшое количество основной-средней вулканокластики. Проведенные U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород свиты позволили установить возраст и возможное расположение магматических комплексов, за счет разрушения которых формировались отложения.

Ключевые слова: триас, песчаники, вещественный состав, источники питания, обстановки формирования, U-Pb датирование детритовых цирконов, Приморье

DOI: 10.31857/S0024497X24040032, EDN: ZOMTWY

В юго-западной части Приморского края верхний триас представлен континентальными, часто угленосными, отложениями монгугайской свиты [Решения ..., 1994; Триас ..., 2004]. Свита широко распространена на западном побережье Амурского залива в бассейнах рек Амбы, Барабашевки и Филипповки. Характерной чертой свиты является сравнительно небольшая мощность, обилие остатков растений, а также присутствие пластов каменного угля промышленного значения.

Впервые терригенные отложения, развитые в бассейне р. Монгугай (теперь р. Барабашевка), изучены и описаны М.К. Криштофовичем [1910]. Им же, развитые здесь континентальные угленосные отложения, были выделены в самостоятельный монгугайский ярус, возраст которого он определял от верхов триаса до низов лейаса [Криштофович, 1921]. В дальнейшем, в очерке, описывающем геологическое строение хребта Сихотэ-Алинь, Г.П. Воларович и В.З. Скороход [1935] выделили эти отложения в самостоятельную монгугайскую свиту ладинско-карнийского возраста. В более поздних работах В.З. Скороход [1941] и В.В. Медведев [1948] отнесли свиту только к карнийскому ярусу. В своей работе В.В. Медведев [1948] выделил в составе свиты два горизонта: "плитняковых" песчаников и сланцев и угленосный, с которым связано Монгугайское угольное месторождение, расположенное на правобережье р. Филипповки. В дальнейшем эти горизонты были переведены в разряд свит, соответственно кипарисовскую и садгородскую [Решения ..., 1982]. Но, как правильно отмечала С.А. Шорохова [1978], из-за сильной фациальной изменчивости отложений разделять их на устойчивые свиты невозможно. Поэтому в этой работе все континентальные отложения юго-западной части Приморья будут рассматриваться как единая монгугайская свита карнийского возраста.

В последующие годы отложения свиты неоднократно служили объектом для тематических биостратиграфических исследований, геолого-съемочных и поисковых работ на горючие полезные ископаемые [Асипов, Паклин, 1968; Бурий, 1968; Волынец, Шорохова, 2007; Геология ..., 1969, 1973; Государственная ..., 2016; Сребродольская, 1958; Триас ..., 2004 и др.]. На этом фоне заметна крайне низкая литологическая изученность терригенных отложений свиты, поскольку собственно литологические исследования практически не проводились, а только иногда сопровождали биостратиграфические изыскания. Полученные при этом результаты схематичны и малочисленны, имеют крайне разрозненный характер и во многом устарели. Известны лишь отдельные литолого-фациальные исследования, на основании которых делались самые общие палеореконструкции обстановок седиментации [Корж, 1957, 1959; Бурий, 1968]. Также слабо изучен и вещественный состав терригенных пород, существуют только единичные публикации, в которых рассматривается состав породообразующих компонентов песчаников, минеральный состав их тяжелой фракции без подсчета содержания и соотношения между отдельными минералами, затрагиваются только общие вопросы диагенеза отложений [Корж, 1959, 1960; Каплан, 1968]. Вместе с тем, детальное изучение особенностей строения и вещественного состава слагающих монгугайскую свиту терригенных отложений позволит установить их геодинамическую природу и состав источников питания, что послужит серьезным вкладом в познание истории геологического развития всего восточного обрамления Евразии в раннем мезозое. Имевшихся же для этого до настоящего время литологических сведений было явно недостаточно.

Цель данной публикации — показать особенности вещественного состава терригенных пород монгугайской свиты и на основании его генетической интерпретации установить геодинамическую природу ее отложений, а также определить породный состав основных источников питания.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В структурном отношении монгугайская свита входит в состав Лаоелин-Гродековского террейна, являющегося фрагментом восточного окончания Центрально-Азиатского складчатого пояса [Геодинамика ..., 2006; Малиновский, Голозубов, 2021; Парфенов и др., 2003] (рис. 1а). Террейн вытянут в субмеридиональном направлении вдоль границы с Китаем, переходит на его территорию и представляет собой складчатую структуру, образованную сложнодислоцированными нижнесилурийскими и пермскими терригенными и вулканогенными образованиями, прорванными многочисленными позднепермскими и раннетриасовыми интрузиями гранитоидов. Палеозойские образования с резким угловым несогласием перекрыты позднетриасовыми терригенными, часто угленосными отложениями монгугайской свиты. В южной части террейна, где свита наиболее широко распространены, ее отложения были изучены в бассейнах рек Барабашевки, Филипповки и Амбы (см. рис. 1б). Здесь она несогласно залегает на основных и кислых вулканитах среднепермской барабашской свиты, а сверху, также резко несогласно, перекрывается раннемеловыми терригенными отложениями галёнковской и платобазальтами шуфанской свит. Нижняя часть свиты (см. рис. 1в) сложена в основном частым переслаиванием разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с волнистой, линзовидной, горизонтальной и, реже, косой слоистостью. Иногда в самом основании свиты встречаются прослои и линзы мелко- и среднегалечных конгломератов. Верхняя часть разреза сложена разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, углями и углистыми аргиллитами, редко туфами среднего и кислого состава. Всего в составе свиты насчитывается 22 пласта и пропластков каменного угля и углистых пород, имеющих мощность до 0.9 м [Государственная ..., 2016]. Общая мощность отложений оценивается в 380-600 м. Карнийский возраст свиты определяется на основании находок



Рис. 1. Геологическая позиция Лаоелин-Гродековского террейна в тектонической структуре Юго-Западного Приморья (а); геологическая карта исследованного района (б); сводная стратиграфическая колонка отложений монгугайской свиты (в).

1–3 – террейны: 1 – Лаоелин–Гродековский, 2 – раннепалеозойского Бурея–Цзямусы–Ханкайского орогенного пояса (супертеррейна), 3 – раннепалеозойской активной окраины; 4–8 – свиты: 4 – барабашская (P_2br), 5 – монгугайская (T_3mg), 6 – галёнковская (K_1gl), 7 – угловская (P_2ug), 8 – шуфанская ($N_{1-2}sf$); 9 – четвертичные отложения (Q); 10 – среднепермские граниты и гранодиориты (γP_2); 11 – разломы; 12 – элементы залегания; 13 – места расположения изученных разрезов; 14 – место отбора пробы на U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов и ее номер; 15 – конгломераты и гравелиты; 16 – песчаники; 17 – алевролиты и аргиллиты; 18 – туфы; 19 – угли.

ископаемых растений [Бурий, 1968; Волынец, Шорохова, 2007; Сребродольская, 1958; Триас ..., 2004 и др.].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были верхнетриасовые терригенные отложения юго-западной части Приморского края. Для детального изучения выбраны песчаные породы, поскольку они несут наиболее богатую и достоверную информацию о типе и породном составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках формирования бассейнов седиментации. Исследования выполнены на основе оригинальной коллекции образцов, отобранных из естественных береговых обнажений реки Филипповки, в карьерах в бортах долин рек Барабашевки и Амбы, а также выемках вдоль автомобильных дорог. Для аналитических исследований отбирались образцы пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось их изучением в шлифах. Изучение петрографического состава пород, определение и подсчет породообразующих компонентов песчаников, а затем и минерального состава их тяжелой фракции, производилось с помощью поляризационных микроскопов МИН-8

и Axioplan 2 imaging. Методика минералого-петрографических исследований традиционна, многократно апробирована, а ее детали приведены в целом ряде публикаций [Малиновский, 2010; Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987 и др.]. Химический состав тяжелых обломочных минералов изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Определения содержаний петрогенных элементов в песчаниках проводились методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 7600 Duo. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) устанавливались на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Agilent 7500с. Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Детальнее методики описаны в статье [Блохин и др., 2022]. Аналитики П.Д. Гасанова, Г.А. Горбач, Н.И. Екимова, Е.В. Еловский, Н.В. Зарубина, Д.С. Остапенко, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало.

Для U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород разреза верхней части монгугайской свиты, вскрытого автотрассой в правом борту р. Амба юго-западнее с. Занадворовка, была отобрана проба Р-78 (43°16'37.92" с.ш. и 131°35'19.98" в.д.). Предварительная пробоподготовка и выделение обломочных цирконов проведены в лаборатории региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Цирконы извлекались с помощью тяжелой жидкости (бромоформ) после дробления до 0.25 мм, а окончательный их отбор осуществлялся вручную под бинокулярным микроскопом. Выделенные зерна помещались в эпоксидную смолу и полировались с помощью алмазных паст (9 и 1 µm). Далее с помощью электронного микроанализатора ЈХА-8100, оснащенного катодолюминесцентным детектором, в режиме катодолюминесценции (CL) были изучены морфология и внутренние строения зерен циркона, а также выбраны точки для проведения изотопных измерений. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено в ЦКП "Геоспектр" Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) методом лазерной абляции (LA SF-ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR, соединенного с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) с длиной волны излучения 213 нм. Исследования выполнены В.Б. Хубановым. Детали методики изложены в работе [Хубанов и др., 2016].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений монгугайской свиты, а также установления тектонических типов и состава материнских пород источников их питания, был детально изучен состав, содержание и соотношение в песчаниках породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, геохимические особенности пород, а также U-Pb возраст отобранных из них детритовых цирконов.

Песчаники свиты разнозернистые, от мелкодо грубозернистых. Породы имеют слабую либо среднюю степень сортированности обломочного материала, которая по мере увеличения зернистости ухудшается. Зерна обычно угловатые и угловато-окатанные, реже окатанные, чаще всего изометричные и удлиненные. Цемент, занимающий 5–20% объема пород, порово-пленочный, редко базальный, по составу глинистый, глинисто-серицитовый, глинисто-карбонатный, иногда глинисто-железистый. Часто в песчаниках встречаются рассеянные по всему объему породы мелкие бесформенные обрывки и тонкие линзочки растительного детрита.

По соотношению породообразующих компонентов изученные песчаники однотипны и относятся к полимиктовым. Их обломочная часть содержит от 33 до 40% кварца. Преобладают изометричные монокристаллические зерна с волнистым погасанием, поликристаллические разности встречаются редко. Количество полевых шпатов варьирует от 21 до 33%, причем это в основном кислые плагиоклазы – альбит и олигоклаз (55-85% всех полевых шпатов). Доля калиевых полевых шпатов в редких случаях достигает 30%, а основные и средние плагиоклазы малочисленны. Обломки пород в сумме составляют 31-41%. Среди них чаще всего встречаются фрагменты осадочных (25-51% всех обломков), а также средних и кислых магматические пород (10-49%). Кремнистые и метаморфические породы редки. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова [1967] (рис. 2) точки песчаников свиты группируются в поле полевошпатово-кварцевых граувакк.

В песчаниках свиты изучен состав, содержание и соотношение между отдельными тяжелыми обломочными минералами и их ассоциациями (рис. 3). Были установлены две ассоциации тяжелых минералов. Наиболее распространена циркон—турмалин—апатит—рутил (сиалическая) ассоциация, связанная с разрушением



Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород из отложений монгугайской свиты [Шутов, 1967]. Поля типов песчаников: 1–4 – кварцевые песчаники (1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекластито-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые); 5 – чистые или собственно аркозы; 6 – граувакковые аркозы; 7 – кварцевые граувакки; 8 – полевошпатово-кварцевые граувакки; 9 – собственно граувакки; 10 – кварцево-полевошпатовые граувакки; 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы.



Рис. 3. Среднее содержание и характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах монгугайской свиты.

кислых изверженных и метаморфических пород. В среднем сумма содержаний минералов ассоциации составляет 91% всех тяжелых минералов, а в отдельных пробах достигает 95–99%. В ассоциации доминирует циркон: в среднем 76%, а в некоторых пробах до 81—88%. Других минералов ассоциации значительно меньше: турмалина в среднем 11%, апатита 4%, а рутила не более 1%. Вторая хромит—пироксен—амфиболовая (фемическая) ассоциация, происходящая из основных

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

внорья
падного Пр
Oro-3a
свиты
гугайской (
и мон
) в песчаных порода
%
(мас.
I. Содержание петрогенных элементов
la J
Ш

	WIP	12	10	27	11	22	16	18	25	42	36	43	30	46	52	33	45	35	39
	CIA	90	60	75	89	84	89	86	80	09	70	65	76	99	70	99	80	62	68
	HKM	0.09	0.10	0.21	0.09	0.16	0.11	0.14	0.19	0.39	0.29	0.35	0.23	0.30	0.32	0.33	0.37	0.22	0.27
морья	ΜФ	0.02	0.02	0.06	0.05	0.04	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.040	0.05	0.06	0.02	0.03	0.04	0.05
го При	ЖМ	0.09	0.10	0.28	0.22	0.16	0.05	0.17	0.15	0.22	0.20	0.22	0.173	0.24	0.24	0.12	0.14	0.14	0.21
ипадноі	TM	0.042	0.038	0.038	0.048	0.056	0.053	0.055	0.045	0.032	0.051	0.036	0.039	0.026	0.028	0.030	0.025	0.027	0.030
HOro-3	ΓM	0.21	0.17	0.25	0.23	0.26	0.24	0.27	0.23	0.18	0.24	0.23	0.222	0.18	0.21	0.16	0.18	0.24	0.21
СВИТЫ	п.п.п.	4.49	3.59	3.72	4.71	4.67	4.73	4.73	4.16	4.12	3.10	2.10	3.65	2.00	1.13	1.81	4.56	4.49	2.63
айской	H ₂ 0-	0.42	0.28	0.52	0.53	0.37	1.14	0.68	0.66	0.54	1.05	0.53	0.61	0.47	0.45	0.50	0.80	0.63	0.51
MOHLY	P_2O_5	0.04	0.02	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.15	0.11	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06
родах	K ₂ 0	1.28	1.13	1.82	1.21	2.37	1.73	1.98	2.02	2.78	2.30	2.80	1.95	1.65	2.03	1.85	2.28	1.67	1.80
иных по	Na ₂ O	0.05	0.07	1.13	0.07	0.13	0.10	0.11	69.0	1.42	1.71	1.93	0.96	1.54	1.59	1.75	1.88	1.50	1.50
в песча	CaO	0.04	0.03	0.46	0.16	0.09	0.03	0.11	0.61	1.97	0.41	0.56	1.63	7.11	7.88	0.43	3.17	2.56	3.69
iac. %)	MgO	0.15	0.12	0.45	0.41	0.55	0.23	0.47	0.50	1.04	0.83	0.69	0.59	1.04	1.16	0.24	0.57	0.89	0.76
HTOB (N	MnO	0.01	0.01	0.04	0.08	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.08	0.01	0.03	0.07	0.05
у элеме	FeO	0.26	0.25	3.18	1.75	1.23	0.47	1.13	1.11	1.73	1.67	1.37	1.43	2.51	2.12	1.19	0.68	1.30	2.06
генны	$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	1.06	0.94	0.82	1.33	1.28	0.46	1.67	1.12	0.71	1.32	1.61	0.91	0.01	0.66	0.20	0.94	0.76	0.49
е петрс	Al_2O_3	14.41	12.08	14.08	13.77	15.21	16.13	15.54	13.99	10.84	14.02	13.44	13.41	10.54	11.36	10.96	11.33	14.34	12.26
ржани	TiO ₂	0.60	0.46	0.54	0.67	0.85	0.85	0.85	0.63	0.34	0.72	0.48	0.54	0.28	0.31	0.32	0.29	0.39	0.37
1. Соде	SiO ₂	77.02	80.81	73.32	75.04	72.84	73.69	72.16	74.09	73.91	72.49	74.01	73.95	72.56	70.77	80.18	72.93	71.50	73.67
Таблица	Номер пробы	P-60	P-62	P-63	P-65	P-66	P-67	P-68	P-69	P-72	P-74	P-75	P-76	P-78	P-78/1	P-79	P-80	P-81	P-81/1

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

Приморья
-Западного
Юго
CBMTbI
счаных породах монгугайской
) в пе
(Γ/T)
и редкоземельных элементов (
ие редких
Содержани
2.
Таблица

Компонент	P-60	P-62	P-63	P-65	P-66	P-67	P-68	P-69	P-72	P-74	P-75	P-76	P-78	P-78/1	P-79	P-80	P-81	P-81/1
Be	0.57	0.23	0.56	0.58	1.70	0.76	2.20	2.55	0.30	1.42	0.28	0.98	0.46	0.65	0.47	1.55	0.79	0.94
Sc	11.33	9.33	8.68	11.70	13.11	12.52	11.77	15.40	5.44	12.93	7.48	9.12	4.47	4.55	4.80	4.74	5.70	9.00
>	56.34	53.15	45.05	65.20	125.5	70.90	124.5	103.0	54.07	95.15	45.28	62.64	18.85	21.64	25.06	42.35	20.16	60.52
Cr	43.84	63.44	123.3	108.4	85.2	115.9	118.0	105.0	93.30	176.3	84.09	100.56	74.20	77.83	114.3	34.7	31.37	91.17
Co	4.16	6.60	21.69	13.38	6.83	2.59	10.37	5.81	10.73	11.07	6.60	8.87	6.53	6.30	8.17	7.97	5.18	8.40
Ni	5.26	4.62	31.87	11.80	23.46	7.50	23.20	10.40	26.41	51.42	17.99	18.42	6.04	10.12	9.26	13.32	9.96	16.53
Cu	17.62	19.47	7.07	30.60	10.70	18.72	10.44	15.64	8.89	23.35	16.50	16.44	30.32	3.85	17.70	5.89	19.93	16.06
Zn	33.07	27.87	154.1	86.15	70.70	56.40	70.90	88.33	36.42	72.20	61.80	64.53	36.2	32.9	31.9	36.51	40.9	58.9
Ga	13.22	10.69	16.77	13.24	21.84	16.73	23.46	20.48	14.07	18.56	14.42	16.28	11.25	12.40	12.41	14.12	16.07	15.65
Rb	44.49	37.44	76.17	42.43	100.4	70.57	90.57	97.92	54.70	81.19	72.13	70.91	49.16	60.32	61.85	83.97	64.39	68.15
Sr	15.25	16.20	24.2	14.51	51.03	28.83	49.08	30.20	189.2	171.2	118.5	90.1	160.1	171.4	60.7	153.7	102.2	85.1
Y	18.64	18.80	33.18	17.22	34.26	27.66	38.84	28.77	18.31	23.69	20.43	23.57	15.33	15.58	15.55	16.26	17.56	22.57
Zr	163.3	159.9	180.8	201.6	292.1	391.4	597.34	302.9	139.4	213.8	165.5	230.1	108.8	107.9	126.5	123.9	163.7	215.8
Nb	6.70	5.79	10.17	7.64	13.77	13.67	15.31	11.89	6.13	11.59	8.57	9.62	5.58	5.67	6.75	5.35	8.36	8.98
Mo	2.17	5.95	11.13	7.81	3.50	6.67	7.83	1.77	5.07	3.62	2.66	5.24	3.56	5.21	8.21	1.49	1.02	4.88
Sn	0.76	1.27	1.66	0.84	2.17	1.18	2.19	1.77	1.30	1.08	0.69	2.00	1.23	1.22	1.60	0.95	9.01	1.82
Ba	168.2	147.7	225.9	173.3	314.7	273.1	294.6	326.6	292.8	541.2	372.5	298.8	276.9	297.5	259.8	298.2	236.0	282.2
La	39.71	22.06	29.79	17.29	33.38	38.26	34.96	31.45	23.17	35.09	28.96	27.43	17.43	18.48	26.70	19.19	21.58	27.35
Ce	84.38	46.44	68.12	36.36	70.40	85.90	72.85	72.89	51.85	74.88	60.21	60.12	38.49	43.02	62.57	39.25	44.02	59.51

ЛИТОЛОГИЯ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ...

435

Окончание	
2	
Таблица	

Компонент	P-60	P-62	P-63	P-65	P-66	P-67	P-68	P-69	P-72	P-74	P-75	P-76	P-78	P-78/1	P-79	P-80	P-81	P-81/1
Pr	10.19	5.29	7.83	4.11	8.29	9.92	8.49	7.59	5.53	8.96	7.20	6.72	4.13	4.31	6.22	4.35	4.82	6.70
Nd	37.74	20.62	31.58	15.94	31.09	38.95	33.53	31.85	20.34	33.32	24.67	26.00	15.40	17.63	24.46	15.30	19.27	25.75
Sm	8.22	5.86	6.47	3.64	6.20	7.84	5.44	6.80	3.54	5.92	5.39	5.09	3.19	2.94	5.02	3.53	3.76	5.23
Eu	1.36	1.02	1.42	0.80	1.43	1.48	1.39	1.44	0.92	1.36	1.11	1.12	0.71	0.82	0.91	0.77	0.71	1.10
Gd	5.78	4.16	6.00	3.63	5.64	6.08	5.47	6.80	2.93	5.19	4.32	4.43	2.58	2.73	3.16	2.82	3.10	4.40
Tb	0.83	0.58	1.12	0.60	0.86	1.10	0.85	0.80	0.54	0.80	0.78	0.72	0.39	0.46	0.55	0.42	0.45	0.70
Dy	4.88	3.03	5.55	2.75	4.59	5.21	5.42	5.83	3.40	4.16	3.28	3.88	2.39	2.33	2.67	1.83	2.89	3.77
Но	0.65	0.56	1.16	0.57	66.0	0.98	1.18	1.13	0.58	0.84	0.64	0.79	0.49	0.51	0.55	0.46	0.62	0.75
Er	2.06	1.96	3.40	1.63	2.79	2.91	3.29	2.99	1.50	2.88	1.97	2.34	1.50	1.68	1.93	1.43	1.89	2.24
Tm	0.34	0.33	0.47	0.30	0.49	0.46	0.49	0.45	0.23	0.39	0.28	0.35	0.23	0.24	0.26	0.17	0.25	0.34
Yb	1.86	0.38	3.69	1.34	2.90	2.50	3.57	3.08	1.38	1.49	2.34	2.23	1.50	1.62	1.74	1.36	1.90	2.05
Lu	0.27	1.38	0.59	0.34	0.37	0.50	0.57	0.39	0.25	0.49	0.34	0.39	0.30	0.27	0.40	0.20	0.28	0.43
Hf	4.36	4.32	5.41	4.83	5.63	9.84	11.57	7.03	2.88	5.57	4.52	5.59	3.70	3.10	4.38	2.45	4.20	5.26
Та	0.65	0.53	0.63	0.55	0.86	1.10	0.78	0.97	0.36	0.81	0.67	0.66	0.38	0.41	0.46	0.33	0.59	0.63
M	1.67	2.73	11.86	3.76	3.67	4.55	6.21	5.02	4.66	2.18	2.15	5.70	6.74	8.21	11.83	1.55	3.28	5.05
Pb	10.79	9.29	50.00	15.23	19.44	10.57	18.15	18.13	16.41	17.98	12.67	19.63	17.58	15.15	18.87	15.50	24.97	18.26
Th	6.67	5.40	9.40	6.56	12.24	8.96	13.10	10.80	6.68	8.97	7.69	8.89	6.29	7.13	7.94	6.40	9.74	8.40
Ŋ	1.97	1.62	2.98	1.68	3.08	3.22	3.39	2.92	1.69	2.49	1.91	2.42	1.80	1.69	2.12	1.42	2.53	2.29
(La/Yb)n	14.14	10.63	5.36	8.54	7.63	10.17	6.49	7.24	11.17	15.58	8.21	6.78	7.73	7.59	10.16	9.36	7.54	9.25
Eu/Eu*	0.56	0.59	0.67	0.65	0.72	0.62	0.76	0.69	0.84	0.72	0.67	0.63	0.72	0.85	0.64	0.71	0.61	0.67

МАЛИНОВСКИЙ

436

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024



Рис. 4. Классификационная диаграмма $log(Na_2O/K_2O)-log(SiO_2/Al_2O_3)$, [Петтиджон и др., 1976] (а) и диаграмма степени химического выветривания CIA–WIP [Bahlburg, Dobrzinski, 2011] (б) для песчаных пород монгугайской свиты.

и ультраосновных магматических пород, находится в резко подчиненном количестве, в сумме в среднем составляя 9%. Среди минералов ассоциации преобладает хромит — в отдельных пробах его до 30%. Содержания же амфибола и пироксена редко превышают 1%, находясь обычно в знаковых количествах.

Для геохимической характеристики песчаных пород монгугайской свиты, а также дальнейших палеогеодинамических интерпретаций использовались частные анализы по отдельным пробам, которые сведены в табл. 1 и 2.

По химическому составу изученные песчаники достаточно близки (см. табл. 1). Наблюдающиеся колебания в содержаниях некоторых петрогенных оксидов, вероятно может объясняться влиянием локальных источников сноса, насыщенностью отдельных проб карбонатным веществом, а также и флуктуациями в процессе накопления. В монгугайских песчаниках содержание кремнекислоты варьирует в диапазоне от 70.07 до 80.81% при среднем значении 73.95%, TiO₂ (0.28-0.85 и 0.54% соответственно), Al₂O₃ (10.54-16.13 и 13.41%), FeO (0.25–3.18 и 1.43%), Fe₂O₃ (0.10-1.67 и 0.91%), МдО (0.12-1.18 и 0.59%) и CaO (0.03-7.88 и 1.63%). Кроме того, песчаники характеризуются незначительным преобладанием К₂О над Na₂O (1.13–2.80 и 0.05–1.93%) что сближает их с аркозами. На классификационной диаграмме logNa₂O/K₂O-logSiO₂/Al₂O₃ [Петтиджон и др., 1976] (рис. 4а) фигуративные точки песчаников группируются как в поле граувакк, так и в поле лититовых аренитов – разностей промежуточных между граувакками и аркозами. О промежуточном положении песчаников между граувакками и аркозами свидетельствуют и довольно низкие (0.02-0.08) значения фемического модуля $\Phi M = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$, величина которого в значительной степени зависит от содержания в терригенных отложениях продуктов гидролиза и кремнезема и позволяет достаточно уверенно распознавать граувакки и аркозы [Юдович, Кетрис, 2000].

Абсолютные содержания петрогенных элементов в терригенных породах определяются как составом их обломочной части, так и уровнем "зрелости", т.е. степенью химического выветривания материнских пород областей питания. Уровень "зрелости" пород определяется величиной гидролизатного модуля $\Gamma M = (Al_2O_3 + C_2O_3)$ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂ [Юдович, Кетрис, 2000]. В песчаниках свиты его значения относительно невелики (0.17-0.29), что свидетельствуют о довольно высоком уровне зрелости пород свиты и, соответственно, о достаточно интенсивных процессах выветривания в областях сноса. О существенной степени выветрелости исходных пород свидетельствуют и высокие (60-90, в среднем 76) значения индекса химического изменения $CIA = [Al_2O_3/$ $(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$ (где основные оксиды представлены в мол. %, а СаО* соответствует CaO в силикатах) [Nesbitt, Young, 1982], а также низкие (10-52, в среднем 30) величины индекса выветривания $WIP = 100 \times (2Na_2O/$ $0.35 + MgO/0.9 + 2K_2O/0.25 + CaO/0.7)$ [Parker, 1970]. Все это в целом свидетельствует о преобладании в составе палеоводосборов достаточно



Рис. 5. Модульные диаграммы для песчаных пород монгугайской свиты [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].



Рис. 6. Спектры распределение РЗЭ, нормированных к хондриту [Boynton, 1984], в песчаных породах монгугайской свиты и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. 1 – песчаники; 2 – PAAS.

геохимически "зрелых", в значительной степени выветрелых исходных пород (см. рис. 46) [Bahlburg, Dobrzinski, 2011]. Существующие же, иногда довольно заметные, различия в степени зрелости могут объясняться смешением в области седиментации продуктов выветривания, поступавших из различных по составу комплексов пород областей питания, а возможно и из разных климатических обстановок [Маслов, Подковыров, 2023].

По ряду литохимических показателей (модулей) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000], позволяющих судить о литогенной либо петрогенной природе осадков, а также дающих дополнительную информацию о составе исходных пород

439

областей размыва, песчаники свиты достаточно близки. Величина титанового модуля $TM = TiO_2/$ Al₂O₃ в рассматриваемых песчаниках относительно невысока, изменяясь в основном от 0.025 до 0.040, и лишь иногда достигая 0.045-0.055. Это связано с преобладанием среди размывавшихся пород гранитоидов, обладающих, в свою очередь, низкими значениями ТМ, а также локальным присутствием среди источников питания и основных вулканитов, участвовавших в строении подстилающих ранне-среднепермских отложений. Величина модуля нормированной шелочности $HKM = Na_2O + K_2O/$ Al₂O₃, позволяющего распознавать в осадочных породах примесь вулканического материала, в песчаниках монгугайской свиты относительно невысока и при этом колеблется в достаточно широких пределах (от 0.09 до 0.39), Это, вероятно, объясняется смешением в их составе продуктов размыва кислых изверженных пород с некоторым количеством основной и средней вулканокластики. О преобладании в составе палеоводосборов кислых изверженных пород свидетельствуют и низкие значения еще одного литохимического показателя - железного модуля $WM = (Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3).$ Его значение в изученных песчаниках изменяется в пределах от 0.05 до 0.28, что хорошо согласуется с величинами этого показателя в гранитоидах.

Величина и соотношения между отдельными модулями, а также положение их фигуративных точек на ряде модульных диаграмм (положительная корреляция между парами модулей ГМ–ТМ и ФМ–ЖМ, но отрицательная либо ее отсутствие между другими парами) [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 5), свидетельствует о принадлежности изученных пород к петрогенным, прошедшим один цикл седиментации.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов песчаники монгугайской свиты достаточно близки между собой (см. табл. 2). Суммарные содержания РЗЭ в них относительно невелики и варьируют от 89 до 179 г/т. Спектры их распределения, нормализованные к составу хондрита [Boynton, 1984] (рис. 6), во всех пробах однотипны и характеризуются нормальными трендами с умеренной степенью фракционирования и соотношением La_N/Yb_N, варьирующем от 5.36 до 15.58, при среднем значении 9.04. Кроме того, спектрам свойственна отчетливо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* от 0.56 до 0.85). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], породы в большинстве случаев незначительно обеднены всеми элементами (до 2.2 раза) и лишь в отдельных пробах

они находятся в равных либо несколько более высоких концентрациях.

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Полученные в результате изучения вещественного состава песчаников монгугайской свиты данные позволяют реконструировать палеогеодинамические обстановки их формирования, а также определить тектонические типы и породный состав областей питания, поставлявших обломочный материала в бассейн седиментации. Палеогеодинамическая интерпретация этих данных осуществлена при помощи серии широко известных дискриминантных диаграмм, построенных на основании сравнения результатов изучения древних терригенных пород и современных осадков, формирование которых происходило в известных тектонических обстановках [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Dickinson, Suczek, 1979; Floyd, Leveridge, 1987; Garzanti, Ando, 2007; Roser, Korsch, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013 и др.].

Вешественный состав песчаников свиты свидетельствуют, что по своим минералого-геохимическим параметрам они относятся к петрогенным грауваккам и, частично, лититовым аренитам, характеризуются значительной степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей сноса. На диаграмме Q-F-L [Dickinson, Suczek, 1979] (рис. 7а), предназначенной для выявления тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников, фигуративные точки пород свиты группируются в поле расчлененных, практически полностью разрушенных окраинно-континентальных магматических дуг, в которых эрозия вскрыла гранитоидные интрузии корневых частей этих дуг, а также в поле смешанных источников, объединяющих энсиалическую магматическую дугу и континентальную сушу, сложенную древними гранитно-метаморфическими и осадочными комплексами. Вследствие этого в седиментационный бассейн поступала, в основном, сиалическая кластика континентальных источников и фундамента глубоко эродированной дуги, а оставшиеся еще неразмытыми основные-средние вулканиты дуги играли второстепенную роль.

Состав, содержание и определенные соотношения между тяжелыми обломочными минералами в песчаниках позволяют достаточно уверенно



Рис. 7. Возможные типы областей питания для отложений монгугайской свиты. а – по породообразующим компонентам песчаников на диаграмме Q–L–F [Dickinson, Suczek, 1979] (Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты), I–IV – типы областей питания: I – кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания; б – по тяжелым обломочным минералам песчаников на диаграмме &–A–POS [Garzanti, Ando, 2007] (A – амфиболы и эпидоты, POS – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты, & – другие прозрачные минералы), 1–6 – типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов), 2 – коллизионные орогены, 3–6 – магматические дуги: 3 – неэродированные, 4 – переходные слабоэродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильноэродированные.

судить о тектоническом типе питающих провинций, а также о петрографическом составе слагающих ее материнских пород [Малиновский и др., 2006; Тучкова и др., 2003; Garzanti, Ando, 2007; Morton, Hallsworth, 1994; Nechaev, Isphording, 1993 и др.] Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов песчаников монгугайской свиты на диаграмме A-&-POS [Garzanti, Ando, 2007] (см. рис. 7б) свидетельствует, что основным поставщиком кластики, формировавшим сиалическую ассоциацию минералов, были гранитно-метаморфические породы континентальных источников питания, слагавшие кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Кроме того, дополнительным источником минералов этой ассоциации были кислые изверженные породы, слагавшие фундамент энсиалической (окраинно-континентальной) островной дуги. Вместе с тем, присутствие в тяжелой фракции песчаников небольшого количества обломочных хромита, клинопироксена и амфибола, может свидетельствовать об участии в составе области питания основных и ультраосновных интрузивных и вулканических пород, имевших, вероятно, островодужное происхождение. Подтверждением этому служит химический состав хромитов (табл. 3). Все зерна очень однородны и, за одним



Рис. 8. Диаграмма химического состава обломочных хромитов из песчаников монгугайской свиты и их вероятные магматические источники [Щека, Вржосек, 1983].

Проба	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	V	Сумма
P-68	0.33	28.93	35.38	23.08	25.64	_	12.76	_	100.47
P-68	_	6.52	59.67	25.90	28.77	_	6.51	_	98.60
P-68	_	14.97	49.63	28.75	31.94	0.67	7.29	_	101.32
P-74	0.96	21.56	40.71	27.21	30.23	_	10.54	0.39	101.37
P-74	_	15.45	51.63	19.97	22.18	_	14.19	_	101.23
P-74	_	10.40	56.29	20.67	22.96	0.55	10.45	_	98.36
P-74	0.98	20.38	39.39	26.52	29.46	_	12.65	_	99.92
P-74	_	6.49	57.78	24.83	27.58	_	10.46	_	99.56
P-78	0.71	20.69	39.02	27.23	30.25	0.53	12.21	_	100.39
P-78	0.29	13.55	54.20	20.48	22.75	_	11.03	_	99.55
P-78	0.43	13.88	53.13	16.84	18.71	_	15.33	_	99.60
P-78	_	20.80	44.49	22.46	24.95	_	12.75	_	100.49
P-78	0.39	21.96	41.89	21.54	23.93	_	14.32	_	100.11
P-79	0.33	22.55	39.17	25.19	27.98	_	11.94	_	99.19
P-79	1.96	20.83	27.51	38.67	42.96	_	9.74	0.42	99.13
P-79	_	22.37	38.50	24.95	27.71	0.53	12.34	_	98.69
P-79	0.32	16.45	45.57	25.19	27.98	0.51	10.67	_	98.71
P-79	0.31	20.11	42.09	24.53	27.25	_	12.06	_	99.10
P-79	_	12.68	52.84	23.20	25.77	_	10.91	_	99.63
P-79	0.29	14.46	50.65	22.32	24.79	0.53	12.11	_	100.36
P-80	0.52	20.76	39.82	27.64	30.70	_	12.4	_	101.14
P-80	_	26.61	36.08	25.51	28.34	_	12.23	0.37	100.80
P-80		19.06	47.79	19.60	21.77	0.49	14.81	_	101.75
P-80	0.33	20.41	41.95	27.02	30.02	_	11.97	_	101.66
P-80	_	18.06	49.67	20.78	23.08	_	13.59	_	102.11

Таблица 3. Химический состав (мас. %) хромитов из песчаных пород монгугайской свиты Юго-Западного Приморья

Примечание. Прочерк – компонент не обнаружен.

исключением, относятся к низкотитанистому типу ($TiO_2 < 1.5\%$). На диаграмме $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - 10TiO_2$ [Щека, Вржосек, 1983] (рис. 8) они соответствуют хромитам из магматических пород офиолитов, вероятно входивших в состав основания дуги.

Характерные для песчаных пород монгугайской свиты геохимические особенности: относительно высокие содержания кремнекислоты, но невысокие либо умеренные значения литохимических модулей ГМ, ФМ, ТМ, ЖМ и НКМ, незначительное преобладание K₂O над Na₂O, умеренные суммарные концентрации РЗЭ, при относительной обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженная отрицательная Еu аномалия а также положение фигуративных точек состава пород

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №4 2024

на парных диаграммах Zr/Sc-Th/Sc, F1-F2, Hf-La/Th и La/Sc-Th/Co [Cullers, 2002; Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993; Roser, Korsch, 1988] (рис. 9), предназначенных для распознавания состава материнских пород питающих провинций, свидетельствует, что основным источником вещества были кислые магматические породы, при заметно меньшей доле участии средней и, возможно, основной вулканокластики, а также осадочных пород, обогащенных древними обломочными компонентами. Долю участия компонентов основного-среднего состава можно оценить по положению точек на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990] (рис. 10). Она, очевидно, редко достигала 20-30%, в среднем составляя около 10%.



Рис. 9. Возможные типы областей питания для отложений монгугайской свиты по геохимическим данным. a-r – вероятный породный состав питающих провинций на диаграммах: a - Zr/Sc-Th/Sc [McLennan et al., 1993]; 6 - F1-F2 [Roser, Korsch, 1988]. $F1 = 30.638 \times TiO_2/Al_2O_3 - 12.541 \times Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 7.329 \times MgO/Al_2O_3 + 12.031 \times Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 \times K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F2 = 56.5 \times TiO_2/Al_2O_3 - 10.879 \times Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 30.875 \times MgO/Al_2O_3 - 5.404 \times Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 \times K_2O/Al_2O_3 - 3.89$; B - Hf-La/Th [Floyd, Leveridge, 1987]; r - La/Sc-Th/Co [Cullers, 2002].

С целью детализации имеющихся данных о составе, возрасте и возможном положении источников питания, поставлявших материал в позднетриасовые седиментационные бассейны Юго-Западного Приморья, было проведено U-Pb изотопное датирование детритовых (обломочных) цирконов из песчаных пород монгугайской свиты.

Катодолюминесцентные изображения некоторых выделенных из образца Р-78 зерен цирконов приведены на рис. 11. Цирконы обычно прозрачные, бесцветные либо бледно-розовые, с короткопризматическими, дипирамидальными и, реже, длиннопризматический очертаниями. Также многочисленны и обломки кристаллов. Размеры зерен по длинной оси составляют 70–200 мкм, иногда достигая 250–330 мкм, при этом коэффициент удлинения изменяется от 1.1 до 3.5. Кристаллы обычно не окатаны и лишь иногда их вершины и ребра сглажены. Для цирконов характерна хорошо



Рис. 10. Диаграмма соотношения продуктов размыва кислых и основных магматических пород в песчани-ках монгугайской свиты [Condie, Wronkiewicz, 1990].

выраженная тонкая и, реже, грубая и секториальная осцилляторная магматическая зональность, изредка наблюдаются мелкие минеральные и газово-жидкие включения. Величина отношения Th/U, являющаяся достаточно надежным индикатором происхождения циркона [Романюк и др., 2018; Kirkland et al., 2015 и др.], в монгугайской свите изменяется от 0.15 до 1.20, при этом в большинстве зерен она составляет 0.3–0.8, что позволяет классифицировать их как цирконы магматического генезиса.

Результаты U-Pb геохронологического датирования цирконов приведены в табл. 4, а также на гистограммах и кривых плотности вероятности распределения изотопных возрастов (рис. 12). Для рассмотрения и дальнейшего обсуждения использовались возрастные датировки цирконов, у которых дискордантность (D) попадает в интервал значений от -10 до +10%.

Из 111 изученных цирконов, извлеченных из песчаников свиты, конкордантными оказались датировки 63 зерен, с диапазоном возрастов от 240 до 1781 млн лет (см. табл. 4). Исследования показали, что наиболее многочисленную популяцию (70% всех зерен) образуют цирконы с возрастами от 293 до 240 млн лет (пермь-средний триас). На кривой относительной вероятности возраста основной максимум отвечает значению 247 млн лет, а второстепенный – 281 млн лет (см. рис. 12). Обращает на себя внимание, что возраст самых "молодых" изученных цирконов (240-251 млн лет, 41%) достаточно близок, но не моложе биостратиграфического возраста свиты [Бурий, 1968; Волынец, Шорохова, 2007; Триас ..., 2004]. В подчиненном количестве (23%) встречаются цирконы среднекембрийского-ордовикского возраста (510-447 млн лет) с максимумами в 504 и 480 млн лет. В виде единичных зерен встречаются цирконы с раннедевонскими (395 млн лет), раннесилурийскими (434 млн лет) и позднепротерозойскими (612 млн лет) возрастами.

Полученные результаты U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов позволяют детализировать петрографический состав, возраст и возможное расположение основных источников питания, за счет разрушения которых формировались терригенные отложения монгугайской свиты.

Среди исследованных цирконов свиты содержится лишь два зерна с палео- (1781 млн лет)



Рис. 11. Катодолюминесцентные изображения обломочных цирконов из песчаных пород монгугайской свиты (обр. Р-78).

МАЛИНОВСКИЙ

Номер		И	зотопные	отношения		Bo	зраст.	млн лет		
анализа	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	D, %
85	0.67	0.5846	0.0127	0.0823	0.0009	467	8	510	5	-8
104	0.50	0.5400	0.0147	0.0765	0.0009	438	10	475	6	-8
76	0.50	0.6029	0.0147	0.0809	0.0009	479	9	502	5	-4
98	0.39	0.2764	0.0090	0.0410	0.0005	248	7	259	3	-4
97	0.64	0.2808	0.0128	0.0415	0.0006	251	10	262	4	-4
92	0.67	0.2702	0.0103	0.0400	0.0005	243	8	253	3	-4
80	0.32	0.5695	0.0134	0.0764	0.0008	458	9	474	5	-3
39	0.39	0.5552	0.0100	0.0745	0.0007	448	7	463	4	-3
7	0.33	0.5318	0.0102	0.0718	0.0007	433	7	447	4	-3
81	0.41	0.2823	0.0106	0.0410	0.0005	253	8	259	3	-3
84	0.42	0.3096	0.0185	0.0442	0.0006	274	14	279	4	-2
73	0.92	0.2902	0.0262	0.0417	0.0009	259	21	263	6	-2
58	0.36	0.5225	0.0100	0.0696	0.0007	427	7	434	4	-2
32	0.46	0.2738	0.0084	0.0394	0.0004	246	7	249	3	-1
102	0.43	0.2859	0.0105	0.0408	0.0006	255	8	258	3	-1
103	0.42	0.5597	0.0159	0.0731	0.0009	451	10	455	5	-1
83	0.35	0.2888	0.0143	0.0410	0.0006	258	11	259	4	-1
59	0.30	0.4731	0.0101	0.0632	0.0006	393	7	395	4	0
54	0.16	0.6109	0.0132	0.0782	0.0008	484	8	486	5	0
70	0.91	0.2744	0.0206	0.0390	0.0008	246	16	247	5	0
49	0.33	0.2695	0.0055	0.0383	0.0004	242	4	243	2	0
96	0.57	0.3351	0.0113	0.0465	0.0006	293	9	293	4	0
33	0.47	0.2763	0.0079	0.0391	0.0004	248	6	247	3	0
42	0.54	0.2789	0.0283	0.0394	0.0006	250	22	249	4	0
4	0.36	0.6356	0.0193	0.0803	0.0009	500	12	498	5	0
93	0.48	0.6402	0.0325	0.0807	0.0013	502	20	500	8	0
69	1.20	0.4066	0.0109	0.0549	0.0006	346	8	345	4	1
71	0.60	0.2755	0.0143	0.0387	0.0005	247	11	245	3	1
65	0.73	0.2800	0.0198	0.0392	0.0007	251	16	248	4	1
38	0.70	0.2768	0.0212	0.0388	0.0007	248	17	245	4	1
2	0.15	0.8586	0.0117	0.1012	0.0009	629	6	621	5	1
57	0.83	0.2853	0.0216	0.0398	0.0008	255	17	252	5	1
41	0.90	0.2802	0.0225	0.0391	0.0007	251	18	247	4	1
90	0.78	0.2756	0.0141	0.0384	0.0006	247	11	243	4	2
52	0.51	0.6162	0.0147	0.0771	0.0008	488	9	479	5	2
62	0.46	0.3252	0.0122	0.0444	0.0005	286	9	280	3	2
95	0.90	0.3410	0.0283	0.0463	0.0010	298	21	292	6	2
64	0.76	0.2858	0.0157	0.0395	0.0006	255	12	250	4	2
67	0.44	0.2840	0.0125	0.0393	0.0005	254	10	248	3	2

Таблица 4. Результаты U—Pb изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород монгугайской свиты Юго-Западного Приморья (обр. P-78)

Таблица 4. Окончание

Номер		N.	зотопные	отношения		Bo	эзраст,	млн лет		
анализа	I n/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±lσ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±lσ	D, %
37	1.03	0.2851	0.0280	0.0393	0.0007	255	22	249	4	2
19	0.62	0.2971	0.0103	0.0408	0.0005	264	8	258	3	2
13	0.48	0.3096	0.0344	0.0421	0.0010	274	27	266	6	3
31	0.37	0.2882	0.0089	0.0394	0.0004	257	7	249	3	3
55	0.30	0.2836	0.0072	0.0387	0.0004	254	6	244	3	4
16	0.77	0.2930	0.0241	0.0398	0.0008	261	19	251	5	4
25	0.64	0.6839	0.0284	0.0820	0.0010	529	17	508	6	4
40	0.58	0.6662	0.0572	0.0797	0.0016	518	35	495	9	5
26	0.70	0.2878	0.0091	0.0386	0.0004	257	7	244	3	5
99	0.57	0.3107	0.0110	0.0409	0.0005	275	8	258	3	6
28	0.58	0.6250	0.0182	0.0743	0.0008	493	11	462	5	7
8	1.05	0.2945	0.0083	0.0388	0.0004	262	7	245	3	7
23	0.53	0.2975	0.0095	0.0390	0.0004	264	7	247	3	7
30	0.27	0.3003	0.0117	0.0393	0.0005	267	9	249	3	7
75	0.55	0.2981	0.0230	0.0391	0.0008	265	18	247	5	7
44	1.02	0.2911	0.0127	0.0380	0.0005	259	10	241	3	8
34	0.62	0.2911	0.0125	0.0380	0.0005	259	10	240	3	8
21	0.50	0.3110	0.0298	0.0402	0.0009	275	23	254	5	8
100	0.78	0.3249	0.0160	0.0417	0.0007	286	12	264	4	8
107	0.61	0.3147	0.0167	0.0405	0.0007	278	13	256	4	8
60	0.38	0.3131	0.0117	0.0403	0.0005	277	9	255	3	9
24	0.67	0.3079	0.0217	0.0394	0.0007	273	17	249	4	9
74	0.46	0.3025	0.0088	0.0388	0.0005	268	7	246	3	9
29	0.30	5.0412	0.0692	0.3182	0.0029	1826	12	1781	14	3

Примечание. D – дискордантность.





ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

и неопротерозойскими (612 млн лет) возрастами, источником которых могли быть достаточно удаленные кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона и Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна [Диденко и др., 2020; Wan, 2010]. Источником относительно часто встречающихся цирконов с кембрийскими и ордовикскими возрастами (510-447 млн лет), вероятно, были коллизионные гранитоиды широко распространенных в регионе раннепалеозойских массивов и террейнов – Ханкайского, Артемовского, Надеждинского, Цзямусы, Сунляо, Хинган [Диденко и др., 2020; Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Присутствие в отложениях свиты лишь единичных зерен цирконов с силурийскими (434 млн лет) и девонскими (395 млн лет) возрастами объясняется известным в этот период времени резким региональным снижением объемов гранитообразования [Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Массивы гранитоидов имели небольшие размеры и к позднетриасовому времени были практически полностью размыты, не оказывая на осадконакопление заметного влияния. Источниками самой молодой и наиболее многочисленной пермско-среднетриасовой (293-240 млн лет) популяции цирконов были широко распространенные вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивы пермских и пермско-среднетриасовых гранитоидов. Учитывая тот факт, что детритовые цирконы из песчаников свиты часто имеют хорошо сохранившиеся кристаллографические формы, обломочный материал самих песчаников нередко слабо окатан и отсортирован, а разрезы отложений содержат горизонты и линзы конгломератов, можно предположить близость источников сноса и высокую, в условиях расчлененного рельефа, скорость осадконакопления. Этими источниками были многочисленные гранитоидные массивы, в том числе входящие в состав самого Лаоелин-Гродековского террейна.

Очевидно, что определенным тектоническим типам источников питания провинций соответствуют и определенные геодинамические обстановки формирования связанных с ними седиментационных бассейнов [Dickinson et al., 1983; Maynard et al., 1982; McLennan et al., 1993 и др.]. Они устанавливаются путем сравнения вещественного состава пород изученных объектов с составом древних и современных пород и осадков из бассейнов известных тектонических обстановок.

Обстановки формирования верхнетриасовых отложений монгугайской свиты, реконструируемые по составу породообразующих компонентов песчаников на диаграмме Q–F–L [Maynard et al., 1982] (рис. 13а), наиболее соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин, в том числе осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива.

Интерпретация геохимического состава песчаных пород свиты, при помощи ряда широко известных дискриминантных диаграмм, позволяет выявить типы геодинамических обстановок формирования отложений [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Roser, Korsch, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013]. На диаграммах М. Бхатия и А. Крука [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 136–13ж), предназначенных для разграничения песчаных пород из бассейнов различных тектонических обстановок, фигуративные точки пород свиты группируются, главным образом, в полях бассейнов активных континентальных окраин, включающих в себя, в понимании авторов и окраины, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Значительно реже точки песчаников попадают, либо приближаются к полям бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными магматическими дугами, а также бассейнов пассивных континентальных окраин. Такое смещение точек, вероятно, объясняется влиянием на накопление отложений различных частей бассейна продуктами размыва местных источников питания: с одной стороны массивов гранитоидов, а с другой – подстилающих свиту основных и средних вулканитов среднепермской барабашской свиты. Более определенно состав пород интерпретируется на диаграмме K₂O/Na₂O-SiO₂, [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 133). На ней изученные породы практически полностью ложатся в поле бассейнов, сопряженных с активными континентальными окраинами, и лишь отдельные точки попадают в поле бассейнов пассивных окраин. На диаграмме DF1-DF2, применяющейся для интерпретации состава пород с высоким содержанием кремнезема (SiO₂ >63%) [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 13и), фигуративные точки триасовых песчаников ложатся преимущественно в поле бассейнов, связанных с рифтогенными (вероятно трансформными) [Маслов и др., 2019; Sengör, Natal'in, 2001], а также, частично, коллизионными и островодужными обстановками. В целом же, генетическая интерпретация геохимического состава песчаных пород монгугайской свиты свидетельствует об их формировании в геодинамических обстановках, соответствующих бассейнам активных континентальных окраин, вероятно, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.





а – по породообразующим компонентам на диаграмме Q–L–F [Maynard et al., 1982], где Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны).

6-и – по геохимическому составу песчаников на диаграммах: а-ж –типов седиментационных бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986]. Поля бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. Fe₂O₃* – общее железо; з – бассейновых обстановок SiO₂–K₂O/Na₂O [Roser, Korsch, 1986]; и – возможных типов геодинамических обстановок для высококремнистых пород DF1–DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и интерпретация данных, полученных при изучении вещественного состава песчаных пород позднетриасовой монгугайской юго-западной части Приморского края, позволили воссоздать геодинамическую обстановку формирования ее отложений, а также определить тектонический тип и состав материнских пород вероятных источников питания.

В результате проведенных исследований установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или "first cycle" породами, соответствуют грауваккам и, лишь частично, лититовым аренитам, характеризуются достаточно высокой степенью геохимической зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет размыва существенно выветрелых материнских пород областей сноса.

Анализ и палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по вещественному составу терригенных пород монгугайской свиты свидетельствуют, что в позднетриасовое время в юго-западной части Приморья седиментация происходила в бассейнах, связанных с обстановкой активной континентальной окраины и, вероятно, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам типа Калифорнийского залива.

Судя по преобладанию в песчаниках свиты сиалической ассоциации тяжелых минералов, относительно высокому содержанию кварца и кремнекислоты, но невысоким либо умеренным значениям всех литохимических модулей, незначительному преобладанию K₂O над Na₂O, умеренной обогащенности легкими РЗЭ элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженной отрицательной Eu-аномалией, а также положению фигуративных точек состава пород на ряде дискриминантных диаграмм, доминирующим источником вещества была размывавшаяся континентальная суша – кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов. Отложения формировались, главным образом, за счет разрушения кислых гранитно-метаморфических комплексов при участии обогащенных древними обломочными компонентами осадочных пород. Второстепенным источником обломочного вещества была глубоко расчлененная, практически полностью разрушенная, окраинно-континентальная (энсиалическая) магматическая дуга, в которой эрозия вскрыла

батолиты гранитоидов ее корневой части. Вследствие этого, в седиментационный бассейн поступало дополнительное количество сиалического материала, а также небольшое количество оставшейся не размытой основной-средней вулканокластики.

U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород монгугайской свиты позволили установить возраст и возможное положение магматических пород источников питания, за счет разрушения которых формировались отложения. Полученные результаты показали, что конкордантные U-Pb изотопные возраста изученных цирконов варьирует в диапазоне от 1781 до 240 млн лет. Среди всех цирконов наиболее многочисленную популяцию (70% всех зерен) образуют зерна с пермскими-среднетриасовыми возрастами (293-240 млн лет). Следует отметить, что возраст самых "молодых" цирконов этой популяции (240-251 млн лет) достаточно близок, но не моложе биостратиграфического возраста свиты. В подчиненном количестве находятся цирконы с кембрийскими и ордовикскими возрастами, а девонские, силурийские и протерозойские встречаются в виде единичных зерен. Величины отношения Th/U в цирконах, а также часто хорошо выраженная осцилляторная зональность свидетельствуют об их магматическом происхождении.

Источниками малочисленных цирконов с протерозойскими (1781 и 612 млн лет) возрастами могли быть достаточно удаленные кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона либо Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна. Среди палеозойских цирконов преобладают зерна с кембрийскими и ордовикскими возрастами (510-447 млн лет), а силурийские (434 млн лет) и девонские (395 млн лет) присутствуют в виде единичных зерен. Источником кембрийско-ордовикской популяции вероятно были раннепалеозойские коллизионные гранитоиды Ханкайского, а также других широко распространенных в регионе одновозрастных террейнов и массивов. Присутствие в породах свиты лишь единичных зерен цирконов с силурийскими и девонскими возрастами очевидно связано с известным в этот период времени резким региональным снижением объемов гранитообразования. Гранитные массивы имели небольшие размеры, к позднетриасовому времени были уже практически полностью размыты и на осадконакопление заметного влияния не оказывали. Источниками самой молодой и наиболее многочисленной пермско-среднетриасовой (293-240 млн лет) популяции цирконов были широко распространенные вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивы

449

пермских и пермско-среднетриасовых гранитоидов. Эти источниками, очевидно, часто располагались в непосредственной близости от бассейнов седиментации, в том числе входя в состав самого Лаоелин-Гродековского террейна. В целом же, U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из отложений монгугайской свиты позволили установить популяции, возраст которых согласуются с этапами проявления гранитоидного магматизма, хорошо известными в восточной части Центрально-Азиатском складчатого пояса.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Данная работа финансировалась за счет средств бюджета Дальневосточного геологического института ДВО РАН (Владивосток). Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асипов А.А., Паклин А.П. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка. М-б 1 : 200000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIII. М.: Недра, 1968. 15 с.

Блохин М.Г., Зарубина Н.В., Иванова Ю.М. и др. Постадийное селективное выщелачивание морских железомарганцевых образований для определения их фазового состава: опыт применения методики в ЦКП ДВГИ ДВО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0578. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0578

Бурий И.В. Угленосные отложения триаса Южного Приморья // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1968. С. 83–87.

Воларович Г.П., Скороход В.З. Краткий геологический очерк горной области Сихотэ-Алинь: Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 1000000 // Тр. Дальгеогидрогеодезтрест, Владивосток. Вып. 6. 1935. 30 с.

Волынец Е.Б., Шорохова С.А. Позднетриасовая (монгугайская) флора Приморья и ее положение среди одновозрастных флор Евразии // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 88–100.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Под ред. Н.И. Погребнова. М.: Недра, 1973. Т. 9. Кн. 1. 692 с.

Геология СССР. Приморский край. Т. XXXII. Ч. 1 / Под ред. И.И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 696 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200000. Изд. второе. Серия Сихотэ-Алинская. Листы К-52-XII, XVIII: Объяснительная записка / Под ред. С.В. Коваленко. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2016. 241 с.

Диденко А.Н., Ото Ш., Кудымов А.В. и др. Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 3–23.

Каплан М.Е. Минералогический состав и условия осадконакопления и диагинеза триасовых отложений Южного Приморья // Петрографические исследования в нефтяной геологии // Бюлл. НТИ. Сер. Геол. месторождений полезных ископаемых, региональная геология. М., 1968. № 18. С. 8–12.

Корж М.В. Палеогеография триасового периода в Южном Приморье // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32. Вып. 6. С. 57–79.

Корж М.В. Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 83 с.

Корж М.В. Литологическая характеристика триасовых отложений в Южном Приморье // Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Магадан: Магаданское книжное из -во, 1960. С. 5–58.

Криштофович А.Н. Юрские растения Уссурийского края // Тр. Геолком. 1910. Вып. 56. С. 1–23.

Криштофович А.Н. Открытие эквивалентов нижнеюрских пластов Тонкина в Уссурийском крае // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. 1921. Вып. 22. С. 1–30.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И. и др. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплавов и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 3. С. 32–53.

Малиновский А.И. Вещественный состав островодужных комплексов Дальнего Востока России // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 28–44.

Малиновский А.И., Голозубов В.В. Нижнесилурийские терригенные отложения Лаоелин–Гродековского террейна (Южное Приморье): вещественный состав и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 25–44.

Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8. № 2. С. 97–111.

Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе континент океан. М.: Наука, 1987. 177 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д. Синрифтовые песчаники и глинистые породы: выловый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 5. С. 439–465.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Геохимия глинистых пород верхнего венда—нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы (некоторые традиционные и современные подходы) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 4. С. 365–386.

Медведев В.В. Геологический очерк мезозойских образований Супутинского буроугольного месторождения. Хабаровск: ФГУ "Приморский территориальный фонд геологической информации", 1948. 117 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1982. 183 с.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: ХТГГП, 1994. 124 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone®" // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.

Скороход В.З. Основные черты геологического строения южной части Советского Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Приморского географ. общества, 1941. 265 с.

Сребродольская И.Н. О расчленении монгугайской свиты Южного Приморья по палеоботаническим данным // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118. № 1. С. 171–173.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 1. Терригенный комплекс / Под ред. П.В. Маркевича и Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука, 2004. 417 с.

Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А. и др. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской

губы // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 197–208.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Шорохова С.А. О карнийских отложениях Южного и Юго-Западного Приморья // Стратиграфия Дальнего Востока // Тез. докл. III Дальневосточного стратиграф. совещания. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 117–119.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.

Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского комплекса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–16.

Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Bahlburg H., Dobrzinski N.A. A review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Soc. London. 2011. V. 36. P. 81–92.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. \mathbb{N}_{2} 3–4. P. 256–267.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.

Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // J. Geol. Soc. Bull. 1983. V. 94. \mathbb{N}_2 2. P. 222–235.

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. 1987. V. 144. № 4. P. 531–542.

Garzanti E., Ando S. Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. V. 58. / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 741–764.

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. America. I993. Special Paper 284. P. 21–40.

Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins / Ed. J.K. Leggett. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1982. Part 2. P. 551–561.

Morton A.C., Hallsworth C. Identifying provenancespecific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones // Sed. Geol. 1994. V. 90. № 3/4. P. 241–256.

Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63. \mathbb{N}° 6. P. 1110–1117.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Magazine. 1970. V. 107. № 6. P. 501–504.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. \mathbb{N}_{2} 5. P. 635–650.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstonemudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Rifts of the world // Mantle plumes: their Identification through Time / Eds R.E. Ernst, K.L. Buchan // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2001. V. 352. P. 389–482.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

Wan T. The tectonics of China: data, maps and evolution / Springer Higher Education Press. Berlin, Heidelberg: Beijing and Springer-Verlag, 2010. 501 p.

Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.

LITHOLOGY, SOURCE AREAS AND FORMATION SETTINGS OF UPPER TRIASSIC DEPOSITS OF SOUTH-WESTERN PRIMORYE

A. I. Malinovsky*

Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, 100-letya Vladivostoka prosp., 159, Vladivostok, 690022 Russia *e-mail: malinovsky@fegi.ru

The article considers the material composition of sandy rocks from the Upper Triassic deposits of the Mongugai formation of South-Western Primorye and presents the results of its paleogeodynamic interpretation. It has been established that, according to their mineralogical and geochemical parameters, sandstones are petrogenic, correspond to graywackes and, only partially, to lithite arenites, are characterized by a significant degree of geochemical maturity of the clastic material, and their formation occurred due to the erosion of significantly weathered parent rocks of the source areas. Generalization and paleogeodynamic interpretation of the data obtained indicate that in the Late Triassic in the southwestern part of Primorye, sedimentation occurred in basins associated with the environment of the active continental margin and, probably, complicated by strike-slip dislocations along transform faults. The dominant source of clastic matter was continental land: cratons and projections of crystalline basement framed by rift zones or along transform faults. Acidic granite-metamorphic complexes were eroded with the participation of sedimentary rocks enriched with ancient components. A secondary source was a deeply dissected continental margin magmatic arc, which supplied the basin with an additional amount of sialic material, as well as a small amount of the basic-medium volcanoclastic. U-Pb geochronological studies of detrital zircons from sandy rocks of the formation made it possible to establish the age and possible location of magmatic complexes, due to the destruction of which the deposits were formed.

Keywords: Triassic, sandstones, material composition, source areas, formation settings, U-Pb dating of detrital zircons, Primorye

УДК 631.461(470.23):563.1

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОКСИГИДРОКСИДАХ ЖЕЛЕЗА ИЗ СОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗООКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ БИОПЛЕНОК

© 2024 г. С. Б. Фелицын*

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: felitsynsergey@gmail.com Поступила в редакцию 13.11.2023 г. После доработки 19.01.2024 г. Принята к публикации 15.02.2024 г.

Оксигидроксиды железа, выделенные из современных биопленок (матов) с железоокисляющими бактериями Arthrobacter spp., Gallionella spp. и Leptothrix ochracea в водоемах северо-запада Восточно-Европейской платформы, показывают значительное обогащение редкоземельными элементами – до 1100 мкг/г. Содержание лантаноидов увеличивается на порядок примерно за 1 год в оксигидроксидах железа, продуцированных активными бактериальными сообществами, что указывает на интенсивное накопление РЗЭ минералами железа бактериального происхождения. (La/Yb)_N и значения Се и Y аномалий в оксигидроксидах железа соответствуют распределению РЗЭ в поверхностных водах, где развивались бактериальные сообщества. Изотопный состав неодима изученных бактериальных оксигидроксидов железа наследует изотопный состав Nd омывающих вод, значения 143 Nd/ 144 Nd варьируют от 0.511570 до 0.512220, величина $\varepsilon_{\rm Nd}(0)$ изменяется от -21.8 до -9.2. Максимальная доля радиогенного Nd характерна для бактериальных оксигидроксидов железа из тех районов, где в четвертичных озерно-ледниковых отложениях присутствуют нижнепалеозойские карбонатные породы.

Ключевые слова: оксигидроксиды железа, железоокисляющие бактерии, редкоземельные элементы, изотопный состав неодима, Восточно-Европейская платформа

DOI: 10.31857/S0024497X24040049, EDN: ZOFFZO

Способность оксигидроксидов железа накапливать элементы (включая щелочные, щелочноземельные и редкоземельные) из окружающей водной среды определяет применение их в промышленности в качестве сорбента. Сорбционная емкость оксигидроксидов железа связана со свойствами поверхности минеральных фаз (площадь и заряд) и образованием комплексных соединений [Hiemstra, van Riemsdijk, 2009], вследствие чего происходит накопление элементов на поверхности минеральных фаз [Trivedi et al., 2001; Sajih et al., 2014; Liu et al., 2017].

На особую роль ферригидрита бактериального происхождения в сорбции ряда элементов указывали ранее Ф.В. Чухров с соавторами [1973]. На северо-западе Восточно-Европейской платформы и в прилегающих к ней районах Балтийского щита, в водотоках с активным гидродинамическим режимом, воды которых содержат ${\rm Fe}^{2+}$, часто встречаются бактериальные сообщества, включающие представителей неформальной группы железобактерий, которые используют энергию окисления железа для фиксации углерода [Emerson et al., 2010]. Возникающие при этом минеральные фазы с ${\rm Fe}^{3+}$ (включая ферригидрит) осаждаются на поверхности бактериальных клеток, образуя чехлы различной морфологии. В лабораторных условиях активный рост железобактерий происходит при концентрациях ${\rm Fe}^{2+} > 7.5 {\rm ~mr/n}$ [Felitsyn et al., 2023]; но в природных условиях железоокисляющие бактерии могут существовать в водных обстановках, где уровень содержания ${\rm Fe}^{2+}$ значительно ниже, включая морские бассейны [Ковальчук и др., 2012].

Изучение состава оксигидроксидов железа из бактериальных матов, находящихся длительное время на одном и том же месте, позволяет выяснить характер изменений концентрации в них различных элементов (включая РЗЭ) в течение нескольких лет.

В задачи настоящей работы входило исследование вариаций содержания РЗЭ и изотопного состава неодима в оксигидроксидах железа, которые образовались на поверхности клеток железобактерий различных видов в биопленках водоемов северо-запада Восточно-Европейской платформы, и выяснение динамики накопления РЗЭ бактериальными оксигидроксидами железа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являлись минералы железа, выделенные из содержащих железобактерии биопленок (бактериальных матов). Маты представляют собой прикрепленные к твердому субстрату водонасыщенные органические образования видимой толщиной первые мм и площадью до 100 см² различных оттенков красного цвета – от желто- до темно-красного. Все изученные бактериальные маты находились в пределах водотоков с расходом воды 0.15–0.4 л/с. Минералы железа, образованные на поверхности клеток железобактерий, представлены в основном гетитом и гидрогетитом, с подчиненным количеством ферригидрита, лепидокрокита, гидрогематита и гематита [Emerson et al., 2010]; далее в тексте для подобной ассоциации минералов используется обобщенный термин "оксигидроксиды железа".

Объекты расположены в следующих трех локациях окрестностей г. Санкт-Петербурга.

1. Правый берег р. Сестра Заводская в районе ж/д платформы Курорт, в ~30 км северо-западнее г. Санкт-Петербурга, координаты точки пробоотбора 60°11249 с.ш., 29°95988 в.д., образцы Sestra-1 и Sestra-2. Маты покрывают склон дюнных отложений четвертичного возраста, состоящих из кварцевого песка и залегающих на терригенных породах (аргиллитах и песчаниках) верхнего эдиакария, в местах выхода грунтовых вод в 2.5 км выше места впадения реки в Финский залив. Место отбора проб окружено садовыми участками. Отдельные бактериальные маты существуют на одном и том же месте до трех лет. По данным микробиологических исследований, главными железоокисляющими бактериями в матах р. Сестра Заводская являются Gallionella ferruginea, обнаружены и другие представители группы – Arthrobacter spp., Thiobacillus ferrooxidans, Leptothrix spp. В материале матов присутствует незначительное количество гематита ("железная сметана").

2. Район д. Заозерье на берегу озера Орлинское, Гатчинский район Ленинградской обл., координаты точки пробоотбора 59°23699 с.ш., 30°07396 в.д., образцы Orl-A и Orl-S. Маты присутствуют в центральной и краевой частях водотока (дренажная канава) с различным гидродинамическим режимом — скорость воды составляет 0.15 л/с в краевой части и 0.40 л/с в центральной. В матах преобладают *Arthrobacter* spp. и *Gallionella* spp., возраст матов оценить невозможно. На дне водотока и в пределах почвенного горизонта рядом с дренажной канавой присутствуют гальки и валуны размером до 15 см, сходные по внешнему виду с карбонатными породами волховского торизонта нижнего ордовика.

3. Район населенного пункта Скачки, Красносельский район г. Санкт-Петербурга, координаты точки пробоотбора 59°75918 с.ш., 30°10287 в.д., образцы Sk-1-A, Sk-1-B, Sk-2, Sk-3 и Sk-4. Маты расположены в водотоке с расходом воды 0.2–0.3 л/с в зоне небольшого перелива, возникшего в месте изменения гипсометрического уровня поверхностного водоема, появились в июне 2020 г. и исчезли в конце 2022 г. В окружающих озерно-ледниковых отложениях присутствуют фрагменты нижнепалеозойских известняков и доломитов различной степени окатанности. Преобладающей формой железобактерий в матах является *Leptothrix ochracea*, также обнаружена *Gallionella ferruginea*.

Определение видового состава бактерий проведено Л.А. Краевой (СПб НИИ эпидемиологии и микробиологии им. Пастера), описание и изображения железобактерий из локаций р. Сестра Заводская и оз. Орлинское приведены в работах [Фелицын, Алфимова, 2017; Felitsyn et al., 2019, 2023], изображение чехлов *Leptothrix ochracea* из локации Скачки показано на рис. 1.

Выделение минералов железа из обезвоженных матов проводилось гравитационным методом и электромагнитной сепарацией с последующей очисткой под оптическим микроскопом. Полученная фракция минералов железа растворялась в теплой (40°С) 10% HCl в течение 6 часов, полученный раствор высушивался и сухой остаток служил материалом для последующих изотопно-геохимических исследований. Целью подобной предварительной процедуры являлось исключение возможности попадания в пробу устойчивых в зоне гипергенеза минералов - граната, циркона и титанита, элементный и изотопный состав которых мог бы исказить данные по составу бактериальных оксигидроксидов железа. Изотопный состав Nd определен с помощью масс-спектрометра TRITON (Thermo Fisher



Рис. 1. Оксигидроксиды железа, покрывающие клетки *Leptothrix ochracea,* локация Скачки, образец Sk-1-A. Изображения получены с помощью растрового электронного микроскопа JSM-6510LA (Japan), оснащенного спектрометром JED-2200 (JEOL).

№ образца и возраст мата	Sk-1-А 3 месяца	Sk-1-В 3 месяца	Sk-2 6 месяцев	Sk-3 6 месяцев	Sk-4 18 месяцев	Orl-A _	Orl-S _	Sestra-2 24 месяца
La	22.5	18.2	148.0	137.0	225.0	198.0	63.0	331.0
Ce	46.1	38.0	324.0	302.0	449.0	365.0	127.0	405.0
Pr	5.7	4.6	39.0	35.5	54.0	47.6	14.8	56.6
Nd	21.8	17.5	148.0	135.0	217.0	168.0	55.0	229
Sm	4.3	3.5	31.8	28.8	43.1	32.3	11.1	30.6
Eu	0.95	0.74	7.2	6.7	8.8	4.7	1.1	2.8
Gd	4.0	3.2	30.0	28.5	39.0	27.2	10.1	26.5
Tb	0.59	0.49	4.6	4.7	5.6	4.0	1.5	2.9
Dy	3.5	32.9	26.0	29.0	35.0	22.1	9.1	14.8
Y	16.2	14.8	138.0	139.0	140.0	89.0	29.8	56.0
Но	0.70	0.58	5.3	5.8	5.1	4.4	1.9	3.4
Er	2.1	1.6	14.4	15.8	16.1	13.1	5.8	8.8
Tm	0.27	0.22	2.0	2.1	2.2	2.0	0.85	1.1
Yb	1.7	1.5	12.4	13.2	15.5	13.9	5.8	6.7
Lu	0.26	0.22	1.9	1.9	2.4	2.3	0.84	1.1
Na	0.89	1.1	0.79	0.72	0.35	0.62	0.94	0.09

Таблица 1. Содержание РЗЭ (мкг/г) и натрия (мас. %) в оксигидроксидах железа из бактериальных матов



Рис. 2. Зависимость содержания суммы РЗЭ (а) и натрия (б) в оксигидроксидах железа от возраста бактериального мата.

Scientific, Germany), элементный состав — на оборудовании Agilent 7500с ICP-MS (USA) в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, детальное описание реализованной методики аналитических определений, список реактивов и метрология приведены в работах [Фелицын, Богомолов, 2016; Felitsyn et al., 2019, 2023]. Для представления результатов определения изотопного состава Nd в виде единиц $\varepsilon_{Nd}(0)$ использовано значение 143 Nd/ 144 Nd CHUR₀ = 0.512638 согласно работе [Bouvier et al., 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержание железа в пробах до обработки HCl составляло от 16.7 (локация Скачки) до 37.9 мас. % (локация р. Сестра Заводская), марганца — от 300 до 1300 мкг/г. Выделенные из бактериальных матов



La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu

Рис. 3. Распределение РЗЭ в оксигидроксидах железа в образцах из локаций Скачки (а), оз. Орлинское (б) и р. Сестра Заводская (в) по данным табл. 1.

Содержание РЗЭ в NASC – из работы [Gromet et al., 1984]. Указаны возраст бактериальных матов в локации Скачки (а) и расход воды (л/с) в локации оз. Орлинское (б). Возраст мата из локации р. Сестра Заводская составляет не менее двух лет.

оксигидроксиды железа показывают значительное обогащение РЗЭ — в несколько раз превосходящее концентрации этих элементов в стандартных

постархейских глинистых сланцах (NASC, PAAS) по [Gromet et al., 1984; Taylor, McLennan, 1985] (табл. 1). Наблюдается зависимость содержания

Образец	Дата пробоотбора	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{\rm Nd}(0)$
			р. Сестра З	Заводская		
Sestra-1	01.01.2019	30.2	179.0	0.1005	0.511570 ± 5	-21.3
Sestra-2	01.01.2020	46.4	280.4	0.1001	0.511582 ± 7	-20.9
			оз. Орлі	инское		
Orl-A	10.07.2021	29.7	181.5	0.0990	0.511608 ± 3	-17.3
Orl-S	10.07.2021	10.9	57.6	0.1145	0.511832 ± 8	-15.7
			н.п. Сі	качки		
Sk-1-B	17.10.2020	3.5	15.1	0.1296	0.512220 ± 6	-9.2
Sk-2	03.01.2021	29.8	149.8	0.1204	0.511969 ± 3	-11.3
Sk-4	01.01.2022	30.7	152.6	0.1224	0.511950 ± 3	-12.0
Sk-4-1	01.01.2022	28.4	140.1	0.1223	0.511949 ± 2	-12.1

Таблица 2. Изотопный состав неодима в оксигидроксидах железа бактериального происхождения

РЗЭ от возраста бактериального мата или от расхода воды в водотоке. В локации оз. Орлинское в оксигидроксидах железа из бактериального мата в обстановке с расходом воды 0.4 л/с (образец Orl-A) суммарное содержание РЗЭ (950 мкг/г) более чем в три раза выше по сравнению с образцом Orl-S из зоны с расходом воды 0.15 л/с (310 мкг/г), расстояние между этими местами пробоотбора составляет не более 50 см. По мере увеличения возраста мата от 3 до 18 месяцев (локация Скачки) содержание РЗЭ в оксигидроксидах железа увеличивается более чем на порядок: от ~ 100 до ~ 1120 мкг/г. В бактериальных оксигидроксидах железа из матов возрастом не менее двух лет (локация Сестра Заводская) суммарное содержание РЗЭ составляет 1121 мкг/г. Концентрация примеси натрия в бактериальных оксигидроксидах Fe уменьшается от 1.1 мас. % в матах возрастом 3 месяца до 0.09 мас. % в мате возрастом 24 месяца, зависимость содержания РЗЭ и Na от возраста матов показана на рис. 2.

Спектры распределения РЗЭ в изученных образцах бактериальных оксигидроксидах железа (рис. 3) демонстрируют незначительное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ: величина отношения (La/Yb)_N составляет от 1.0 до 1.3 и не изменяется по мере увеличения возраста мата. Также не меняются во времени индикаторные характеристики спектра РЗЭ (Се- и Еu-аномалии, обеднение Y относительно Dy и Ho, отношение легкие РЗЭ/средние РЗЭ/ тяжелые РЗЭ). В оксигидроксидах железа из локации р. Сестра Заводская величина отношения La/Yb_N составляет около 5.0 и имеет место выраженная отрицательная Eu-аномалия.

Значения $\varepsilon_{Nd}(0)$ в изученных оксигидроксидах железа бактериального происхождения изменяются от -9.2 до -21.3 и показывают связь с местоположением пробоотбора. Образцы из локации Скачки имеют наибольшее содержание радиогенного Nd ($\varepsilon_{Nd}(0)$ от -9.2 до -12.1) по сравнению с образцами из района р. Сестра Заводская ($\varepsilon_{Nd}(0) -21.8$ и -21.3) и оз. Орлинское ($\varepsilon_{Nd}(0) -15.7$ и -17.3). Два последних района расположены в пределах осадочного чехла северо-запада Восточно-Европейской платформы, где четвертичные озерно-ледниковые отложения залегают на нижнепалеозойских осадочных породах, аналогичные отложения в локации Сестра Заводская лежат на силикокластических осадках верхнего эдиакария (табл. 2).

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В БАКТЕРИАЛЬНЫХ ОКСИГИДРОКСИДАХ ЖЕЛЕЗА

Высокая сорбционная емкость оксигидроксидов Fe (в том числе, бактериального ферригидрита) определяется значительной величиной площади поверхности кристаллов – до 840 м² на грамм у ферригидрита [Davis, Leckie, 1978]. Накопление содержащихся в водной среде элементов может быть связано с присутствием O⁻ [Hiemstra, van Riemsdijk, 2009] или OH⁻ [Tessier et al., 1996] на поверхности оксигидроксидов Fe, данные по сорбции и соосаждению РЗЭ
на оксигидроксидах железа приведены в работе [Дубинин, 2006].

Очевидно, что источником РЗЭ в бактериальных матах является омывающая их вода, и индикаторные характеристики спектров РЗЭ определяются распределением этих элементов в аквафациях, в которых росли железобактерии. Во всех изученных пробах наблюдается отрицательная Се-аномалия, что типично для окислительных обстановок аквафаций, и отрицательная Y-аномалия, указывающая на пресноводность водоемов (см. обзор [Möller et al., 2021]). При увеличении времени нахождения оксигидроксидов Fe в водной среде и/или возрастании скорости потока воды, происходит увеличение содержания РЗЭ в них (см. рис. 2). При этом скорость накопления РЗЭ изменяется во времени – за первые 3 месяца существования мата (локация Скачки) содержание РЗЭ в оксигидроксидах увеличилось в 7 раз (от 110 до 770 мкг/г), а за последующий год – только на 50% (от 770 до 1120 мкг/г). При расходе воды 0.1 л/с и содержании РЗЭ в поверхностных водах Санкт-Петербургского региона $\sim 5 \cdot 10^{-6}$ г/т [Фелицын, Богомолов, 2017], через маты с железобактериями за 1 год проходит около 3500 т воды. Проведенные балансовые расчеты показывают, что содержащихся в таком количестве воды РЗЭ вполне достаточно для получения наблюдаемых в бактериальных оксигидроксидах железа концентраций РЗЭ при толщине омывающего слоя воды в 1 мм.

Характер зависимости суммарного количества РЗЭ от возраста матов из различных локаций позволяет предположить ограничение количества сорбированных РЗЭ при достижении концентраций 1100-1200 мкг/г. Возможно, существенно различные величины отношения La/Yb_N в матах локации р. Сестра Заводская, с одной стороны, и районов Скачки и оз. Орлинское с другой. обусловлены разным составом четвертичных озерно-ледниковых отложений. В районе Карельского перешейка, где расположена р. Сестра Заводская, четвертичные отложения главным образом представлены фрагментами пород фундамента и верхнеэдиакарских силикокластических пород (преимущественно, аргиллиты котлинского и гдовского горизонтов), которые образовались в результате эрозии Балтийского щита [Сочава и др., 1992]. Для аргиллитов верхнего эдиакария северо-западной части Московской синеклизы типичны высокие значения отношения La/ Yb_N (2.5 и выше), что связано с распределением РЗЭ в эродируемых комплексах фундамента

Восточно-Европейской платформы в эдиакарии [Борхвардт, Фелицын, 1992]. Поскольку локация р. Сестра Заводская расположена в районе промышленной и сельскохозяйственной активности, не исключено образование в поверхностных водах комплексов лантаноидов с техногенными анионами (например, с фосфатами).

Представляет интерес сопоставление скорости накопления РЗЭ оксигидроксидами железа бактериального происхождения и железомарганцевыми конкрециями - хорошо изученного депозитария РЗЭ. В последних содержание РЗЭ достигает 0.4 вес. % [DeCarlo, McMurtry, 1992; Koski, 1992] при скоростях роста конкреций от первых мкм за 1000 лет в морских пелагических железомарганцевых конкрециях [Батурин, 1986; Banakar, Hein, 2000] и до первых мм/1000 лет в пресноводных конкрециях [Hayles et al., 2021]. В бактериальных оксигидроксидах железа, как было показано выше, содержание РЗЭ увеличилось на порядок – до 0.1 мас. % за 1 год. Вероятной причиной различной скорости накопления РЗЭ в морских железомарганцевых конкрециях и оксигидроксидах железа бактериального происхождения является разница в объеме воды (и, соответственно, в количестве РЗЭ), омывающей формирующиеся минеральные фазы в пелагических обстановках и в континентальных водотоках.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА В БАКТЕРИАЛЬНЫХ ОКСИГИДРОКСИДАХ ЖЕЛЕЗА

Изотопный состав Nd изученных оксигидроксидов железа полностью соответствует выявленной ранее связи величины отношения 143 Nd/ 144 Nd в аутигенных минералах железа с вешественным составом четвертичных озерно-ледниковых отложений, залегающих на карбонатных породах нижнего палеозоя или на силикокластических осадках верхнего эдиакария и протерозойских комплексах Балтийского щита. Образцы болотных руд и оксигидроксидов железа из содержащих железоокисляющие бактерии биопленок водотоков Балтийского щита показывают значения $\varepsilon_{Nd}(0)$ от -20.0 до -28.4, тогда как аналогичные пробы из мест, расположенных в пределах платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, имеют изотопный состав Nd с $\varepsilon_{Nd}(0)$ от -5.0 до -10.0 [Фелицын, Богомолов, 2016; 2017, Felitsyn et al., 2019, 2023]. Нижнепалеозойские известняки и доломиты, вскрывающиеся рядом с местом пробоотбора в локации оз. Орлинское, характеризуются значениями $\varepsilon_{Nd}(0)$

от -7.0 до -8.2 (Е. Богомолов, неопубликованные данные). Растворение карбонатных пород с таким изотопным составом неодима приводит к увеличению доли радиогенного Nd как в природных водах, так и в присутствующих в них бактериальных матах с железобактериями. Аргиллиты верхнего эдиакария (котлинский горизонт) в районе Ладожского оз. и Карельского перешейка характеризуются значениями $\varepsilon_{Nd}(0) = -22.1$ [Sturesson et al., 2005], и такие же породы подстилают четвертичные дюнные отложения в районе р. Сестра Заводская. Таким образом, вариации изотопного состава Nd в поверхностных водах (и соответственно в оксигидроксидах железа из бактериальных матов в таких водах), определяются вкладом двух различных источников Nd в водотоки, дренирующие водно-ледниковые отложения на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Нижнепалеозойские карбонатные породы являются источником повышенного содержания радиогенного Nd в дренажных водах, а силикокластические осадочные породы верхнего эдиакария, источником материала для которых были протерозойские комплексы Балтийского щита, определяют более низкие значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в дренажных водах. Показательным в этом отношении является изменение величины $\varepsilon_{Nd}(0)$ в бактериальных оксигидроксидах железа из локации Скачки. Первые пробы, взятые в конце летнего периода, характеризуются наиболее высоким значением $\varepsilon_{Nd}(0)$ (-9.2), в последующих пробах (отобранных в зимнее время) величина $\varepsilon_{Nd}(0)$ составляет от -12.1 до -11.3. Более высокая закисленность (на 0.2-0.3 единиц рН) летних осадков, по сравнению с зимними [Израэль и др., 1989], определяет более интенсивное растворение карбонатных пород в летний период, что и определяет вариации значений $\varepsilon_{Nd}(0)$ в бактериальных оксигидроксидах железа, отобранных в разное время года. В оксигидроксидах железа бактериального происхождения из матов одного возраста (не более 3 месяцев, локация оз. Орлинское), величины отношения¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd существенно различаются (є_{Nd}(0) –15.7 и –17.3). Подобные различия могут быть связаны с динамикой растворения фрагментов палеозойских карбонатных пород, присутствующих в дренируемых озерно-ледниковых отложениях, и с различным вкладом кластических и карбонатных пород в изотопный состав омывающих вод. Напротив, в локации р. Сестра Заводская, где полностью отсутствуют карбонатные осадочные породы палеозоя, изотопный состав Nd остался неизменным за 12 месяцев, значения слабо варьируют в пределах погрешности измерения (см. табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о содержании РЗЭ в оксигидроксидах железа бактериального происхождения из водотоков различных районов Ленинградской обл. свидетельствуют о высокой скорости их накопления: за год суммарное содержание РЗЭ увеличилось на порядок. Содержание примеси Na в тех же матах за год уменьшилось более чем в 10 раз. Полученные результаты показывают, что возможный предел насыщения РЗЭ бактериальных оксигидроксидов железа — около 0.1 мас. % за один год. Спектры РЗЭ (Еи-, Се- и У-аномалии, величина отношения La/Yb_N) в изученных оксигидроксидах железа близко соответствуют распределению РЗЭ в водной среде, в которой происходило их формирование, и не изменяются при прогрессивном накоплении РЗЭ.

Изотопный состав Nd в бактериальных оксигидроксидах железа определяется особенностями геологического строения районов пробоотбора и состава присутствующих здесь четвертичных отложений. Образцы из водотоков тех районов, где озерно-ледниковые отложения залегают на палеозойских известняках и доломитах, характеризуются более высоким содержанием радиогенного Nd по сравнению с оксигидроксидами железа из бактериальных матов на территории Карельского перешейка, где на территории водосбора присутствуют породы протерозойского фундамента и силикокластические отложения верхнего эдиакария. Вероятной причиной возрастания значений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в оксигидроксидах Fe является поступление в поверхностные воды более высокорадиогенного Nd в тех районах, где происходит растворение нижнепалеозойских осадочных карбонатов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.

Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б. Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33–45. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Израэль Ю.А, Назаров И.М., Прессман А.Я., Ровинский Ф.Я., Рябошапко А.Г., Филиппова Л.М. Кислотные дожди. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 269 с.

Ковальчук Ю.Л., Полтаруха О.П., Жданова Г.В. Железо-марганцевые микроорганизмы в донных отложениях Севастопольской бухты и прилегающих участков юго-западной части Крымского побережья // Вода, химия и экология. 2012. № 11. С. 55–59.

Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.

Фелицын С.Б., Богомолов Е.С. Редкоземельные элементы, Rb-Sr и Sm-Nd систематики в торфяно-болотных железных рудах и мхах северо-запада Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 2. С. 118–128.

Фелицын С.Б., Богомолов Е.С. Изотопный состав неодима подземных вод Санкт-Петербургского региона // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2017. № 4. С. 73–81.

Фелицын С.Б., Алфимова Н.А. Изотопные и микроэлементные систематики бактериальных матов с Gallionella sp. на северо-западе Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 474. № 6. С. 271–273.

Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И., Ермилова Л.П., Балашова В.В. О ферригидрите // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 22–33.

*Banakar V.K., Hein J.*R. Growth response of a deep-water ferromanganese crust to evolution of the Neogene Indian Ocean // Marine Geology. 2000. V. 162. P. 529–540.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273. P. 48–57.

Davis J.A., Leckie J.O. Surface ionization and complexation at the oxide/water interface II. Surface properties of amorphous iron oxyhydroxide and adsorption of metal ions // J. Colloid Interface Sci. 1978. V. 67(1). P. 90–107.

De Carlo E.H., MacMurtry G.M. Rare-earth element geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago, Central Pacific // Chem. Geol. 1992. V. 95(3–4). P. 235–250.

Emerson D., Fleming E.J., Mcbeth J. Iron-Oxidizing Bacteria: An Environmental and Genomic Perspective // Ann. Rev. Microbiol. 2010. V. 64. P. 561–583.

Felitsyn S.B., Alfimova N.A., Bogomolov E.S. Nd and Sr isotopic composition of ancient iron-made artifacts and

ores from Northwest Russia // Geoarchaeology. 2019. V. 34. P. 221–228.

Felitsyn S.B., Alfimova N.A., Bogomolov E.S. The accumulation of the REE by bacterial Fe oxyhydroxide // Geochemistry International. 2023. V. 61. P. 1–14. https://doi.org/10.1134/S0016702923090021

Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2469–2482.

Hayles S., Al T., Cornett J., Harrison A., Zhao J. Growth rates for freshwater ferromanganese concretions indicate regional climate change in eastern Canada at the Northgrippian–Meghalayan boundary // The Holocene. 2021. V. 31. P. 1250–1263.

Hiemstra T., Riemsdijk *W.H.* A surface structural model for ferrihydrite I: Sites related to primary charge, molar mass, and mass density // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 4423–4436.

Koski R.A. Ferromanganese deposits from the Gulf of Alaska Seamount Province: Mineralogy, chemistry and origin // Can. J. Earth Sci. 1988. V. 25. P. 116–133.

Liu H., Pourret O., Guo H., Bonhoure J. Rare earth elements sorption to iron oxyhydroxide: Model development and application to groundwater // Appl. Geochem. 2017. V. 87. P. 158–166.

Möller P., Dulski P., De Lucia M. REY Patterns and Their Natural Anomalies in Waters and Brines: The Correlation of Gd and Y anomalies // Hydrology. 2021. V. 8. P. 1–21.

Sajih M., Bryan N.D., Livens F.R., Vaughan D.J. Descosts M., Phrommavanh V., Nos J., Morris R. Adsorption of radium and barium on goethite and ferrihydrite: A kinetic and surface complexation modeling study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 146. P. 150–163.

Sturesson U., Popov L., Holmer L., Basset M., Felitsyn S., Belyatsky B. Neodymium isotopic composition of Cambrian-Ordovician biogenic apatite in the Baltoscandian Basin: implications for palaeogeographical evolution and patterns of biodiversity // Geol. Mag. 2005. V. 142. P. 419–439.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Tessier A., Fortin D., Belzile N., De Vitre R.R., Leppard G.G. Metal sorption to diagenetic iron and manganese oxyhydroxides and associated organic matter: Narrowing the gap between field and laboratory measurements // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 387–404.

Trivedi P., Axe L., Dyer J. Adsorption of metal ions onto goethite: Single-adsorbate and competitive systems // Colloids Surf. A: Physicochemical and Engineering Aspects. 2001. V. 191. P. 107–121.

RARE EARTH ELEMENTS IN FE OXYHYDROXIDES FROM BIOFILMS CONTAINING IRON-OXIDIZING BACTERIA

S. B. Felitsyn*

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarova emb., 2, Saint-Petersburg, 199034 Russia *e-mail: felitsynsergey@gmail.com

Fe oxyhydroxides extracted from modern-day biofilms with iron-oxidizing bacteria *Arthrobacter* spp., *Gallionella* spp μ *Leptothrix ochracea* in the north-west of the East European platform display the enhanced content of rare earth elements – up to 1100 ppm. REE concentration in bacterial oxyhydroxides increase by one order in magnitude during 1 year suggesting the high sorption capacity of newly formed Fe mineral phases. La/Yb_N, Ce and Y anomalies in bacterial oxyhydroxides are consistent with geochemistry of the surface water facies where bacterial communities live. Isotopic composition of Nd in studied bacterial oxyhydroxides is controlled by the lithology of the Q-R underlying sediment and ambient water. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd values in Fe minerals of bacterial origin vary from 0.511570 to 0.512220 ($\epsilon_{Nd}(0)$ from –21.8 to –9.2), the high proportion of radiogenic Nd is typical for the samples located on platform cover with Palaeozoic carbonate sediment.

Keywords: Fe oxyhydroxides, iron-oxidizing bacteria, REE, Nd isotopes, East European platform

УДК 551.214

НЕОБЫЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АНДЕЗИБАЗАЛЬТЕ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ЭСМЕРАЛЬДА (МАРИАНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

© 2024 г. В. А. Рашидов^{*a*, *}, В. В. Петрова^{*b*, **}, В. В. Ананьев^{*a*}, Н. В. Горькова^{*b*}

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия ^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия *e-mail: rashidva@kscnet.ru **e-mail: v.petrova.v@gmail.com

Поступила в редакцию 05.12.2023 г. После доработки 17.01.2024 г. Принята к публикации 15.02.2024 г.

Приведены результаты исследований минерального состава андезибазальта, имеющего заполненные вторичными минеральными новообразованиями крупные газовые пустоты и секущую трещину драгированного на подводном вулкане Эсмеральда. Детальное сравнительное изучение минерального состава вещества, выполняющего трещину, околотрещинного пространства и незатронутой вторичными изменениями части андезибазальта позволило впервые для подводного вулкана Эсмеральда установить присутствие ассоциации минералов, не характерных для неизмененных вулканических пород. Во внутритрещинном пространстве и прилегающих зонах андезибазальта определены широкие диапазоны состава плагиоклаза, исследован изоморфизм в ряду Fe-Ca-пироксенов, изучены оксиды, гидроксиды и фторгидроксиды редкоземельных элементов, показана изменчивость в составе минералов ряда магнетит—гематит. Предполагается, что тектонические подвижки привели к возникновению в образовавшихся ранее андезибазальтах проницаемых зон, по которым просочились новые порции расплава. В ограниченном пространстве высокие газонасыщенность флюида, температура и давление обусловили возможность экстракции из расплава и вмещающих пород соединений металлов.

Ключевые слова: подводный вулкан Эсмеральда, андезибазальт, геденбергит, минералы редкоземельных элементов, вулканические газы

DOI: 10.31857/S0024497X24040051, EDN: ZOCPRK

Действующий подводный вулкан Эсмеральда расположен в южной части Марианской островной дуги и поднимается с глубин 1500–2000 м (рис. 1). Диаметр основания вулкана по изобате 1500 м ~22 км. Минимальная глубина, отмеченная на вершине вулкана, изменяется в диапазоне 30–43 м [Горшков и др., 1980; Stern, Bibee, 1980]. На вершине вулкана расположен кратер глубиной 200–300 м и диаметром 2–3.5 км, открытый в западном направлении. На северо-восточной кромке кратера на глубинах около 100 м с помощью эхолотов обнаружены фумаролы [Горшков и др., 1980].

Постройка подводного вулкана Эсмеральда неоднократно драгировалась отечественными и иностранными учеными [Горшков и др., 1980; Stern, Bibee, 1980; Wang et al., 2021]. Детально петрографо-минералогический состав пород описан в работах [Горшков и др., 1980; Stern et al., 1989; Ананьев и др., 2023а, 2023б, 2024].

В двух рейсах НИС "Вулканолог" в 1978 г. на вулкане Эсмеральда проведено 42 драгирования, в результате которых была собрана коллекция горных пород, слагающих вулканическую постройку. Изучением этой коллекции для проведения сравнительного анализа островодужных подводных вулканов Тихого океана последнее время занимаются авторы настоящей работы.

При драгировании южной стороны гребня активного кратера подводного вулкана Эсмеральда в глубинном интервале 190–150 м (координаты отбора 14°57.6' с.ш. и 145°14.37') (см. рис. 1)



Рис. 1. Местоположение (слева) и батиметрическая карта (справа) подводного вулкана Эсмеральда. Многоугольником обозначена область драгирования, а треугольником – местоположение отбора обр. В5–6–90ТР.

среди поднятого каменного материала присутствовал большой образец андезибазальта (обр. В5-6-90ТР). Этот образец привлек наше внимание тем, что имеет заполненные вторичными минеральными новообразованиями крупные газовые пустоты и секущую трещину (рис. 2). При камеральной обработке в трещинном пространстве и пустотах образца, помимо обычных низкотемпературных минералов (карбонатов, смектитов, минеральных разновидностей кремнезема) и диатомовых водорослей, характерных для небольших глубин, определены высокотемпературные Fe-Mg-пироксены и, главное, минералы редкоземельных элементов (РЗЭ). Именно последняя находка послужила поводом для более тшательного изучения минерального состава данного образца. Полученные результаты составляют основу настоящей статьи.

Ранее авторами [Ананьев и др., 2023а, 20236, 2024] представлены новые данные о петрографическом и петрохимическом составах широкого диапазона лав, слагающих подводный вулкан



Рис. 2. Спил обр. В5–6–90ТР. Хорошо видны трещина и выполненные минералами пустоты.

Эсмеральда. Задачей настоящей статьи является изучение генезиса и минералогии встреченной в андезибазальтах необычной ассоциации, включающей уникальные минеральные ассоциации, формирование которых связано с температурами в диапазоне 400–1200°С и высокими давлениями.

Следует заметить, что, несмотря на то, что состав и строение вулкана изучаются на протяжении 75 лет, сведения о РЗЭ в его породах эпизодичны и приведены лишь в шести работах [Колосков и др., 2020; Stern, Bibee, 1980, 1984; Stern et al., 1989; Pearce et al., 2005; Wang et al., 2021]. Ни в одной из этих цитируемых работ присутствие вторичной редкоземельной минерализации не упоминается.

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение содержаний РЗЭ выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в Геологическом институте (ГИН) РАН по методике, описанной в работе [Fedyunina et al., 2012], аналитик О.И. Окина.

Изучение морфологии и химического состава микрообъектов проводилось на сканируюшем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega-3 с микрозондовой приставкой Aztec (Чехия, г. Брно). Детектор приставки снабжен майларовым входным окошком, толщиною 0.5 мкм, что позволяло в список определяемых элементов включить углерод и кислород. Структура образцов изучалась при анодном напряжении 30 кВ. ток пучка 50 мкА, химический состав при напряжении 20 кВ. Локальность анализа около 1 мкм. Погрешность химического анализа лежит в рамках 3-й категории точности по требованиям Научного Совета по аналитическим методам. В оксидной форме это записывается как $\Delta C = 0.12 \cdot C^{0.5}$, где C – содержание оксида в весовых процентах, ΔC – абсолютная погрешность. Объектом электронно-микроскопических исследований служили непокрытые полированные шлифы, сцементированные органическим материалом и напыленные золотом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород

По петрохимическим характеристикам драгированные на вулкане Эсмеральда лавы, по нашему мнению, соответствуют породам остороводужной толеитовой высокожелезистой серии (IAB, IAT), хотя по микроэлементам, они возможно ближе к образованиям известково-щелочной серии островных дуг. По соотношению щелочей и кремнезема практически все анализы базальтов и андезибазальтов попадают в область пород нормальной щелочности. В единичных случаях встречаются щелочные базальты (обр. В4–1) и низкощелочные дациты (обр. В4–3/1) (табл. 1).

Состав удаленной от трещины слабоизмененной части образца В5-6-90ТР (см. рис. 2), являющегося объектом изучения в настоящей статье, отвечает андезибазальту. Порода крупнопорфировая. Структура основной массы долеритовая. Вкрапленники плагиоклаза представлены одиночными кристаллами размером от 0.8 до 1.5 мм и их гломеропорфировыми сростками размером до 3 мм. Отношение вкрапленники/основная масса = 1/10. Микролиты плагиоклаза (от 0.2 до 0.6 мм) распределены в основной массе беспорядочно. Пироксен в виде мелких плохо окристаллизованных кристаллов заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза. Микролиты рудного минерала занимают аналогичное положение. В основной массе количество пироксена, плагиоклаза и рудного примерно равное. Вблизи трещины количество рудного минерала увеличивается.

Строение трещинного пространства

Визуально в трещинном пространстве и вблизи него можно выделить несколько тесно переплетенных между собой разноцветных зон (рис. 3а). Для приблизительной оценки их минерального состава проведен рентгеноструктурный анализ порошка породы из краевой (светлой) и центральной (темной) зон трещины, который показал, что в образцах присутствуют смектит (в основном в темной зоне), ассоциация разновидностей кремнезема (кристобалит, тридимит) и меньше плагиоклаз, пироксен, карбонат. В результате последующего тщательного анализа минерального строения трещины сделан вывод о том, что присутствие тридимита и кристобалита объясняется наличием в трещинном пространстве, особенно в раздувах, относительно мелководных диатомовых водорослей.

Увеличения сканирующего электронного микроскопа и микрозондовый химический анализ, проведенный по площади отдельных зон, позволяют определить минеральный состав более дробно (см. рис. 3б). Выделено 8 основных зон, заполняющих трещину линейно, субпараллельно ее границам, из которых зоны I и VI прилегают с обеих сторон к вмещающей породе, частично замещая последнюю. Зона III выполняет центральную часть свободного

465

Порода	Щелочной базальт	Базальт	Андезибазальт	Дацит	Андезибазальт
№ образца	B4-1	Сре	днее содержани	e	B5-6-90TP*
	Породообј	разующие элем	енты		
Количество анализов	1	9	6	1	1
SiO ₂	46.61	50.35	53.78	62.99	55.03
TiO ₂	2.31	1.03	1.15	0.43	1.21
Al_2O_3	15.49	17.74	14.58	16.22	13.69
Fe ₂ O ₃	0.17	2.63	2.27	2.30	5.71
FeO	12.18	8.80	10.40	3.90	6.99
MnO	0.17	0.19	0.25	0.10	0.13
MgO	6.66	3.23	2.91	1.94	6.21
CaO	6.85	10.74	8.67	6.45	6.30
Na ₂ O	4.52	2.83	3.22	2.99	3.83
K ₂ O	2.75	0.77	1.24	1.03	0.25
P_2O_5	0.59	0.19	0.27	0.21	0.22
ППП	1.36	0.92	0.97	0.74	0.40
Сумма	99.66	_	_	_	99.97
CO ₂	-	_	_	_	<0.20
H ₂ O	_	_		_	0.37
	Редкие и ра	ассеянные элем	енты		

Таблица 1.	Содержание	породообразующи	их (мас. %)	и редких (мг/	г) элементов і	в породах подв	одного вулкана
Эсмеральд	a						

		Среднее	содержание		
количество анализов	1	7	3	1	1
Sc	17	39	37	25	39
V	159	454	267	230	466
Cr	291	43	20	50	11.9
Co	40	60	27	21	34
Ni	223	14	13	8	5.4
Cu	44	251	262	180	280
Zn	118	106	113	62	25
Ga	18	16	15	13	16.9
Rb	76	14	18	27	2.2
Sr	822	380	387	650	322
Ва	743	255	441	250	180
Y	28	27	40	18	27
Zr	262	74	101	56	90
Nb	66.0	1	2	0	2.1

Примечание. *Образец В5–6–90ТР – андезибазальт вне трещинного пространства. Прочерк – элемент не определялся. Здесь и в остальных таблицах приведены данные авторов.



Рис. 3. Строение внутритрещинного пространства и прилегающей к нему части андезибазальта. а – оптический микроскоп, отраженный свет; б – СЭМ. Римскими цифрами показаны минеральные зоны, арабскими – места химических анализов (площадное сканирование СЭМ) (результаты анализов см. табл. 2).

пространства, а зоны II и V занимают промежуточное положение соответственно с обеих сторон. Зоны IV и VII спорадически присутствуют преимущественно в центральной части

трещины. Зона VIII проявлена точечно и представляет собой заполнение относительно мелких газовых пустот, расположенных в зоне трещины с обеих ее сторон.

	ИВЯЗКИ ЛЕННЫМ ЦИЯМ	азования	елая)	15	30.5	0.55	3.11	29.61	0.13	14.11	2.46	0.92	0.08	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I	I	Ι	0.53
	нет прі к опреде позиі	новообра	VII (6	6	43.82	2.13	3.83	23.95	0.38	13.09	9.89	1.09	0.09	Ι	I	I	I	I	I	I	Ι	0.38
) часть	рода	срая)	11	60.51	0.38	28.75	2.59	Ι	1.5	11.79	5.27	0.29	Ι	0.6	1.1	I	I	I	2.37	1.11	
	і (на фотс образца	енная по	VI (co	10	66.1	0.7	22.04	4.53	Ι	3.4	13.86	4.98	0.31	Ι	I	I	I	I	I	I	Ι	I
	северная	измен	V (светлая)	12	57.57	0.34	7.53	4.4	Ι	6.18	27.66	1.89	I	4.55	I	I	I	0.79	0.63	I	Ι	I
P P	г части ства	ования	IV (светлая)	6	6.36	Ι	Ι	0.22	Ι	4.4	53.51	0.36	I	I	I	I	0.42	I	I	I	I	
35-6-90T	нтральной простран	овообразо		8	55.99	I	I	3.25	I	30.12	0.48	0.64	0.15		I					I	I	
	нение цен щинного	альные н	II (темная	14	57.25	I	3.67	1.71	I	22.73	1.25	1.65	0.13	I	I	I	I	I	I	I	I	
	запол тре	минер		7	69.44	I	3.51	2.61	I	22.48	3.84	1.53	0.21	I	I					I	I	I
	бразца	а	II (светлая)	5	54.4	2.27	1.95	Ι	Ι	4.11	36.94	0.77	I	I	I	1.1	I	I	I	I	Ι	I
	о) часть о	ная пород		13	50.33	2.53	16.64	1.24	I	I	8.05	3.73	0.21	I	I	I	I	I	I	I	I	
	я (на фот	измененн	I (серая)	4	70.07	I	19.89	0.98	Ι	I	6.91	4.5	0.29	Ι	I	I	I	I	I	I	I	I
	южна			2	60.73	1.57	22.3	1.52	Ι	1.05	10.69	4.4	0.23	Ι	I	I	I	I	I	I	Ι	I
№ образца	Местоположение зоны		Зона	Анализ №	SiO ₂	TiO ₂	Al_2O_3	$\Sigma FeO + Fe_2O_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO ₃	P_2O_5	Mo_2O_3	Sc_2O_3	La_2O_3	CeO_2	W	Os	V_2O_3

Таблица 2. Валовый химический состав пород, выполняющих около трещинное и внутри трещинное пространства (см. рис. 3), мас. %

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

Примечание. Анализы сделаны по площади соответствующих зон (СЭМ) (см. рис. 3).



Рис. 4. Строение и минеральный состав внутренней зоны трещинного пространства.

Здесь и далее номера на снимках соответствуют номерам анализов в табл. 3-6.

Минералы, заполняющие внутритрещинное пространство при его пересечении — плагиоклаз: № 29 — (лабрадор 54), № 31 — (андезин 41) № 42 — (андезин 38), 53 — (андезин 41); пироксен: № 30, 38, 43, 45, 46, 52 — геденбергит; сапонит № — 32, 47, 50, 51; гидроксиды редких земель — №, 40, 41; гематит — № 54.

Химический состав выделенных минеральных зон приведен в табл. 2. В первую очередь можно отметить широкие колебания в количестве всех элементов, как по всем зонам, так и в каждой конкретной зоне. В зонах преобразованной породы (I и VI), наиболее удаленных от трещины, значения SiO₂ находятся в пределах от 50 до 70 мас. %и в большей части анализов это выше содержания SiO₂ в неизмененном андезибазальте, в которых $SiO_2 = \sim 55$ мас. % (см. табл. 1). Значительно повышается количество Al₂O₃ и Na₂O, резко падает К₂О. Зоны II и V следующие далее в сторону центра трещины обогащены кальцием, но максимальное количество кальция наблюдается в зоне IV, точечно присутствующей в центре трещины и в раздувах газовых полостей. Аналогичное положение занимают зоны, обогащенные железом. Относительно мощная центральная трещинная зона III характеризуется высоким присутствием магния. Рентгеноструктурный анализ вещества этой зоны показывает, что его значительную часть составляет смектит.

Детальное исследование минерализации, развитой в узком трещинном пространстве и в его апикальных частях, показывает гораздо более сложный состав (рис. 4). В апикальной части породы, на границе порода—трещина основным породообразующим минералом является плагиоклаз (см. рис. 4, точки 29, 31). Между кристаллами плагиоклаза расположены ксеноморфные выделения пироксена (см. рис. 4, точка 30) и мелкие кристаллы магнетита.

Внутри трещинного пространства плагиоклаз также присутствует, он спорадически распределен внутри трещины, его кристаллы гораздо мельче и их состав понижается до андезина разных номеров (см. рис. 4, точки 42, 53). Микролиты плагиоклаза выглядят как небольшие ксеноморфные выделения темно-серого цвета. Внутри трещинного пространства пироксена значительно больше, чем плагиоклаза, его выделения крупнее (см. рис. 4, точки 38, 45, 52). В тесной ассоциации с пироксеном находится гематит (см. рис. 4, точка 54). Главным новообразованием во внутритрещинном пространстве является смектит (см. рис. 4, точки 32, 37, 51). В небольшом количестве в ассоциации со смектитом присутствуют карбонат кальция. минералы кремнезема, и сульфид железа (пирит). Но самым интересными является то, что в краевых зонах и центральных частях газовых пустот и самой трещины присутствует оксид РЗЭ (ярко-белые комковатые выделения и точечные кристаллы (см. рис. 4, точки 40, 41)).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что суммарно около- и внутритрещинное пространства заполняют контрастные тесно переплетенные минеральные ассоциации, для формирования которых необходимы разные физико-химические параметры. Для того, чтобы определить эти параметры, необходимо детально рассмотреть свойства всех входящих в ассоциации минералов.

Породообразующие и новообразованные минералы

<u>Плагиоклаз.</u> В исходном андезибазальте единственный минерал вкрапленников – плагиоклаз, представленный одиночными кристаллами и их гломеропорфировыми сростками. Размер одиночных кристаллов от 0.8 до 1.5 мм, сростков до 3 мм. В основной массе породы количество плагиоклаза, пироксена и магнетита примерно равное. Размер микролитов плагиоклаза от 0.2 до 0.6 мм. В гломеропорфировых сростках состав плагиоклаза может достигать лабрадора 67, 68, тогда как наиболее распространены одиночные вкрапленники, состав которых колеблется

8
(мас.
6-90TP
B5-
образца
плагиоклаза
состав
Химический
3.
Таблица

Локализация	Ан	дезибазал	lbT,		Внутр	итрещинное ассоция	: пространсте ация	i0,		
кристалла	сс	титы на ко трещино	онтакте й	с сапонитом	с широ	ксеном, гема сапонитом	гитом,	с сапони	rom, P3Э	Андезиоазальт
Анализ №		11	22	42	53	75	89	133	143	156
SiO ₂	52.20	56.25	54.32	57.64	47.54	60.53	57.04	43.69	50.32	50.17
TiO ₂										0.38
Al_2O_3	27.38	25.64	28.10	23.22	28.42	22.58	25.47	19.86	30.73	27.51
Σ FeO + Fe ₂ O ₃	1.03	1.60	1.15	1.54	1.71	2.66	1.48	2.75	1.21	0.86
CaO	10.90	9.42	11.31	7.86	7.53	14.79	6.04	7.22	5.22	13.45
Na_2O	4.65	5.30	4.60	60.9	2.94	6.93	5.42	4.79	2.88	4.14
K_2O	0.17	0.29	0.24	0.46	0.46	0.16	0.71	0.43	0.63	0.18
Сумма	96.33	98.38	99.71	96.81	88.60	107.6	96.17	78.74	90.99	96.70
			Φoł	омульные едини	цы в пересче	ете на 8 атом	ов кислорода			
Si	2.48	2.60	2.47	2.69	2.41	2.55	2.66	2.52	2.44	2.37
AI	1.52	1.40	1.51	1.28	1.70	1.12	1.39	1.34	1.76	1.53
Fe	0.02	0.06	0.04	0.06	0.08	0.10	0.06	0.13	0.05	0.03
Ca	0.55	0.46	0.56	0.38	0.41	0.67	0.30	0.44	0.27	0.68
Na	0.42	0.47	041	0.54	0.30	0.56	0.49	0.53	0.27	0.38
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01
(Si + AI)	4.00	4.00	3.98	3.97	4.11	3.67	4.05	3.86	4.20	3.90
(Ca + Na + K)	0.98	0.94	0.98	0.94	0.74	1.24	0.83	1.00	0.50	1.07
Номер плагиоклаза	55	46	56	38	41	67	30	44	27	68
Примечание. При рас кремнекислородных т	чете форму етраэдров.	ул минерал; В остальнь	а в анализа их образцах	х № 75, 133, 143, 7 с железо рассматри	156 железо рас вается как дву	ссматривается хвалентное.	как трехвалент	ное, входящее,	изоморфно с	алюминием, в структур

~

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №4 2024

от андезина 44 до лабрадора 55, 56. Последние составы встречаются чаще на удалении от трещины. Андезин 44—46 характерен для микролитов. Вблизи трещины очертания кристаллов плагиоклаза становятся нечеткими.

Среди новообразований внутри трещины плагиоклаз редок. Его микролиты размером от тысячных до сотых долей мм встречаются как в окружении исключительно смектитового цемента, так и в ассоциации с пироксеном. В последнем случае плагиоклаз присутствует в "островках" пироксен-гематитовой породы, погруженной в смектитовый цемент (см. рис. 4). Колебания состава "трещинного" плагиоклаза очень широки от последних номеров олигоклаза до последних номеров лабрадора (табл. 3). Наиболее часто присутствует андезин № 38–41, более высокие номера характерны для микролитов в ассоциации с пироксеном.

<u>Пироксен.</u> Как указывалось выше, в андезибазальте и его апикальных частях вблизи трещины пироксен присутствует в виде микролитов, заполняющих интерстиции между более крупными кристаллами плагиоклаза. Внутри трещинного пространства выделения пироксена имеют неправильную форму и довольно крупные размеры (~0.05–0.8 мм), что значительно превышает размер ассоциирующего плагиоклаза, и погружены в смектитовый цемент (см. рис. 4). Часто выделения пироксена имеют неоднородную окраску, отражающую неоднородность его состава (рис. 5), которая сказывается, прежде всего, в том, что в нем отмечается высокое содержание железа и почти полное отсутствие магния и на этом фоне присутствуют широкие вариации Fe и Са (табл. 4). По количеству железа и кальция можно выделить несколько групп (статистика из 71 анализа). Наиболее распространенная из них - c количеством FeO = 27-29, реже – FeO = 23-25 и 31 мас. %, при этом содержание СаО порядка ~21-28 мас. %. Но, наряду с этим, присутствуют маложелезистые (FeO = 11-13 мас. %) и высококальциевые разности (СаО = 35-36 мас. %). В одном случае встречено соотношение FeO = 2.3и CaO = 44.5 мас. % (см. рис. 5в, точка 80). Присутствуют высокожелезистые зерна или отдельные участки в зернах с содержанием FeO = 52.7 и CaO = 14.2 мас. %. Во всех группах MgO либо нет, либо его количество ≤2 мас. %. В железистых пироксенах иногда присутствуют титан и ванадий, иногда скандий. Важно, что в составе описываемых пироксенов практически отсутствует магний.

Нанесение полученных данных на диаграмму составов: энстатит ($Mg_2Si_2O_6$)-фассаит ($Fe_2Si_2O_6$)-волластонит ($Ca_2Si_2O_6$) (рис. 6) подтверждает разнообразие состава пироксена.



Рис. 5. Неоднородность состава выделений пироксена, присутствующего во внутритрещинном пространстве (см. табл. 4).

Вариации количества FeO в конкретных выделениях пироксена (№ на снимке – ~количество FeO%): а – № 54 – (43), № 55, 60 – (59) № 58, 61 – (24), № 62 – сапонит; б – № 37 – (79), № 40 – (56), № 47 – (66), № 41 – сапонит, № 36 – плагиоклаз; в – № 70, 74 – (24), № 89 – (5), № 72 – сапонит, № 75 – плагиоклаз.

Рисунок		5a				5	10				ŚВ			
Анализ №	37	40	47	54	55	58	59	60	61	70	74	80	122	131
SiO ₂	30.92	47.88	50.41	46.64	47.99	46.34	52.97	45.79	50.49	48.99	48.65	50.11	42.62	42.81
TiO ₂	0.00	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	0.40	0.42
AI_2O_3	0.76	0.76	1.53	1.28	0.38	1.46	I	2.02	I	I	I	I	2.31	2.17
FeO	52.61	27.75	30.76	22.14	10.95	30.46	11.29	30.33	11.78	11.08	11.26	2.33	29.69	31.07
MnO	1.54	2.18	1.42	0.28	0.34	0.18	0.31	0.18	0.26	0.21	0.26	I	0.21	0.21
MgO	0.00	I	2.11	1.13	5.49	I	2.44	I	I	0.41	0.00	0.00	I	0.80
CaO	14.20	21.46	13.71	28.54	23.39	21.28	33.02	21.25	37.36	35.90	36.04	44.45	20.29	20.48
Na_2O	0.00	I	Ι	I	0.49	I	I	I	I	I	I	I	I	Ι
K_2O	0.00	I	I	I	0.17	I	I	I	I	I	I	I	I	Ι
V_2O_3	0.00	I	I	I	I	0.29		0.19	I	I	I	I	0.22	0.19
Sc_2O_3	I	I	I		I	I		I	I	0.21	0.24	I	I	Ι
Сумма	100	100	99.94	100	89.19	100	100	99.77	99.88	96.80	95.51	96.90	95.75	91.08
FeO	78.74	56.39	66.04	42.73	27.49	58.87	24.15	58.80	23.97	23.38	23.80	4.98	59.40	59.35
% CaO	21.25	43.61	29.43	55.08	58.72	41.13	70.63	41.20	76.03	75.75	76.20	95.02	40.50	39.12
MgO	Ι	Ι	4.53	2.19	13.78	I	5.22	I	Ι	0.89	Ι	Ι	0.00	1.53
			Φop	мульные (адиницы	в пересче	те анализ	ов на 6 ат	OMOB KHC	лорода				
Si	1.34	1.98	2.08	1.88	2.08	1.92	2.07	1.90	2.01	2.00	2.02	2.00	1.84	1.80
Ti	I	I	Ι	I	I	I	I	I	I	I	I	I	0.01	0.01
AI	0.04	0.03	0.07	0.06	0.02	0.07	Ι	0.10	Ι	I	Ι	Ι	0.12	0.11
Fe^{+3}	1.28	0.01	I	0.18	I	0.09	I	0.10	I	I	I	I	0.17	0.26
Fe^{+2}	0.62	0.95	1.06	0.57	0.40	0.97	0.39	0.95	0.39	0.38	0.38	0.08	06.0	0.83
Mn	0.06	0.08	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	I	I	I	0.01	0.01
Mg	Ι	I	0.13	0.07	0.35	I	0.14	I	I	0.02	0.02	Ι	Ι	0.05
Ca	0.66	0.95	0.61	1.23	1.09	0.94	1.38	0.94	1.59	1.60	1.60	1.92	0.94	0.92
Na	I		Ι	I	0.04	I	I	I	I	I	I	I		I
v	I	I	Ι	I	I	0.01	I	0.01	I	I	I	I	0.01	0.01
Примечание. При ирующие минерал	і пересчетє ты на рис.	: анализов 5 и 7 – №	на формул 41, 62, 72 -	у минерала - смектит,	a b Nº 37, 5 Nº 36, 76 -	4, 58, 60, 1 - плагиокл	31 часть тр іаз; ярко б	елые точеч	ого железа иные выдел	входит в с іения — ми	юстав тетра інералы ре	аэдрическі дких земел	4Х ПОЗИЦИЙ Ib.	і. Ассоци-

Таблица 4. Химический состав пироксена, обр. B5-6-90TP (мас. %)



Рис. 6. Диаграмма состава пироксена в андезибазальтах и щелочном базальте вулкана Эсмеральда (основа диаграммы – по [Morimoto et al., 1988]).

1, 2 – состав образцов пироксена из пород из разных зон образца B5–6–90TP: 1 – в трещинном пространстве и вблизи от него (27 анализов), 2 – в отдаленном от зоны трещины пространстве (2 анализа); 3 – состав пироксена в образце щелочного базальта B4–1; 4 – средний (из 5 образцов) состав пироксена в андезибазальтах вулкана Эсмеральда вне исследуемого образца.

Согласно полученным данным, выделяются составы, в которых

1) количество железа резко преобладает над количеством кальция (66–78% FeO против 22–29% CaO) (см. рис. 5б, табл. 4, анализы 37 и 47);

2) количество железа и кальция примерно одинаково FeO \approx CaO (FeO = 42–59%, CaO = 41–55% (см. рис. 5а, 5б, табл. 4, анализы 40, 54, 58, 60), но в этих рамках в одних случаях железа больше, чем кальция, в других наоборот;

3) FeO значительно меньше, чем CaO (FeO = 23-27%, CaO = 58-76%, (см. рис. 5а, 5в, табл. 4, анализы 55, 59, 61, 70, 74);

4) получен всего один анализ с содержанием FeO = 2.3 мас. % или в составе пироксена 95% CaO и 5% FeO (см. рис. 5в, табл. 4, анализ 80). При почти полном отсутствии магния, согласно диаграмме (см. рис. 6), составы минерала неравномерно распределились вдоль грани фассаит—волластонит с максимами в областях 40— 60 и 20—30% FeO. Первые значения характерны для природного геденбергита, а вторые попадают в зону с практически зеркально высоким содержанием кальция. Ряд анализов отвечают железистой разности минерала — феррогеденбергиту. Единственный богатый кальцием анализ близок составу волластонита (пироксенид). Присутствуют единичные анализы промежуточные между перечисленными составами.

У пироксена с малым содержанием железа наиболее темный цвет, а с высоким — светлый (см. рис. 5). Соответственно, на снимке геденбергитовая составляющая выглядит более светлой по сравнению с волластонитовой, а границы между ними довольно четкие. Поэтому можно предположить, что кристаллизация пироксенов, обогащенных Fe с одной стороны и Ca с другой, происходила с некоторым перерывом. Но уверенно определить, какая из разновидностей кристаллизовалась первой, трудно.

Смектит. Минерал наиболее распространен в узкой части трещинного пространства, где заполняет центральную зону. Ассоциирует со всеми остальными новообразованными минералами. Имеет коричневый цвет разных оттенков и, как видно при больших увеличениях СЭМ, образует рыхлые комковатые, иногда листоватые выделения (см. рис. 3–5). На рентгенограмме порошка коричневого заполнения трещинного

Анализ №	16	20	51	82	96	111	119	160	161	167
SiO ₂	60.88	54.68	53.20	51.98	59.08	52.32	48.34	50.59	51.17	48.10
TiO ₂	_	_	-	_	_	_	_	0.18	0.20	1.48
Al_2O_3	_	_	_	_	_	_	_	_	3.25	1.40
Fe ⁺² O	1.43	0.22	2.33	1.85	2.86	1.59	1.43	15.92	15.83	19.92
MnO	0.19		0.19	0.25	0.30	0.15	0.21	0.17	0.14	0.21
MgO	29.91	28.98	27.77	27.47	29.00	28.07	26.06	21.34	18.61	22.92
CaO	0.34	0.43	0.56	0.38	0.45	0.46	0.43	0.95	1.65	0.42
Na ₂ O	0.32	_	_	0.24	0.30	_	_	_	0.80	-
K ₂ O	0.13	0.10	_	0.07	_	0.08	_	_	0.22	-
Cl	0.43	0.52	0.35	0.25	0.46	0.14	0.27		_	_
Сумма	93.63	84.93	84.40	82.49	92.45	82.81	76.74	89.15	91.87	94.45
		Γ	Іересчет а	нализов 1	на 10 атом	юв кисло	рода			
Si	3.98	3.92	3.89	3.88	3.94	3.88	3.87	3.77	3.70	3.47
Ti								0.01	0.01	0.08
Al								_	0.28	0.12
Fe ⁺²	0.08	0.01	0.14	0.12	0.16	0.10	0.10	0.99	0.96	1.20
Mn	0.01	_	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.91	3.10	3.03	3.06	2.89	3.10	3.11	2.37	2.01	2.47
Ca	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.08	0.13	0.03
Na	0.04	_	_	0.03	0.04	_	_		0.11	-
Κ	0.01	_	_	0.01	_	0.01	_	_	0.02	-
Ca + K + Na	0.07	0.03	0.04	0.07	0.07	0.05	0.04	0.08	0.26	0.03
Mg + Fe + Mn	3.00	3.11	3.18	3.20	3.11	3.21	3.22	3.38	3.06	3.76
Si + Al	3.98	3.92	3.89	3.88	3.94	3.88	3.87	3.77	3.98	3.59
Анионы					O ₁₀ (OH, O	$(1)_2 \cdot nH_2$)			

Таблица 5. Химический состав сапонита обр. В5–6–90ТР (мас. %)

пространства отчетливо проявлено отражение с межплоскостным расстоянием 14.141 Å, которое при насыщении образца этиленгликолем переходит в положение 16.67 Å. Такое расширение структуры минерала характерно именно для смектитов.

У минерала неоднородный химический состав (табл. 5). Основным катионом, занимающим октаэдрические позиции в структуре, является магний, в небольшом количестве присутствуют железо и иногда марганец. В тетраэдрические позиции в большей части образцов занимает только кремний, но в отдельных образцах есть алюминий в количестве от 0.1 до 0.5 формульных единиц (ф.е.). Межслоевые промежутки заполнены в основном кальцием, реже присутствуют калий и натрий. Но суммарно по сравнению с теоретическим составом везде наблюдается дефицит этих катионов.

В соответствии с рентгенограммой и химическим составом минерал определен как <u>магниевый смектит</u>—сапонит с теоретической формулой (Ca, Na)_{0.3}(Mg, Fe⁺²)₃(Si, Al)₄O₁₀(OH)₂ · nH₂O. В качестве особенности описываемого минерала можно отметить большую неоднородность его состава на отдельных участках трещинного пространства. Наряду с собственно магниевым практически без железа минералом с содержанием Mg от 2.9 до 3.1 ф.е. присутствует сапонит, в котором магний (Mg = 2.01-2.49 ф.е.) занимает октаэдрические позиции совместно с железом (Fe = 0.69-1.20 ф.е.). Важной особенностью описываемого сапонита является присутствие в межслоевых пространствах его структуры иона



474

Рис. 7. Друза гематита в ассоциации геденбергитом, плагиоклазом, сапонитом и редкоземельными минералами в центре трещинного пространства. Минералы – № 120, 128 – сапонит, № 122, 131 – геденбергит, № 125, 132 – минералы редких земель, № 121, 126, 127 – гематит, 129 – плагиоклаз андезин 46.

хлора — элемента, характерного для вулканических газов.

<u>Рудные минералы</u> представлены, главным образом, оксидами железа — гематитом и магнетитом, встречены также единичные зерна халькопирита — сульфида меди и железа.

<u>Гематит</u> (Fe₂O₃) среди рудных минералов, присутствующих внутри трещинного пространства, наиболее распространен, но его количество невелико. Он встречен в центре трещины и по ее периферии, отмечен также в краевых частях газовых пустот. Ассоциируя с сапонитом, феррогеденбергитом и реже плагиоклазом, гематит формируется позже перечисленных минералов, но чуть раньше или одновременно с минералами редких земель. Как правило, встречается в виде друзовых скоплений, состоящих из отдельных относительно хорошо ограненных кристаллов (рис. 7).

Химический состав гематита представлен в табл. 6. Микрозондовый анализ не дает возможности разделить присутствующее в минерале железо по его валентности, но в данном случае можно отметить, что сбалансированные по зарядам формулы получаются при допуске, что все железо трехвалентно. Состав гематита находится в непосредственной зависимости от того места, где он кристаллизовался. Наиболее чистый, с содержанием $Fe_2O_3 > 95\%$, гематит встречается в центральной зоне трещины, в нем примесь титана порядка 1%, присутствует ~1.5% V₂O₃ и до 1% Al₂O₃ (см. табл. 6, 7, рис. 7, точки 126, 127). В центральных частях трещины кристаллы гематита, морфологически наиболее совершенны, в апикальных частях внутри трещины они становятся менее совершенными и содержат значительно меньше Fe_2O_3 (85–95%). В минерале больше примесных компонентов, в частности, кальция и магния. Величина примеси TiO₂ возрастает до 5.5–7.5%, но количество V₂O₃ падает до ~0.5%.

В притрещинной зоне со стороны породы с обеих сторон трещины гематит совместно с геденбергитом занимает положение межзерновых микролитов, и его количество, по сравнению с удаленными от трещины частями породы, резко возрастает. В этой зоне химический состав гематита (см. табл. 7, анализы 1, 8) становится совершенно другим. Количество Fe₂O₃ падает до 60-70 мас. %, но резко растет содержание TiO_2 (26–37 мас. %). Такое количество титана приближает состав минерала к ильмениту FeTiO₃, в теоретическом составе которого количество железа и титана должно быть примерно равным. В случае описываемого минерала количество железа составляет 1.1–1.2 ф.е., а титана – 0.5–0.6 ф.е., т.е. минерал является высоко титановой промежуточной фазой в ряду гематит-ильменит.

<u>Магнетит</u> ($Fe^{+2}Fe_{2}^{+3}O_{4}$), точнее, титаномагнетит, непосредственно в пределах трещинного и прилегающего к трещине пространства не встречен. Его состав из удаленной от трещины зоны неизмененного андезибазальта приводится для того, чтобы подчеркнуть разницу с составом новообразований гематита. Анализы (см. табл. 7, анализы 9, 10) на кристаллохимическую формулу гематита не пересчитываются (при пересчете на Fe₂O₃ нет баланса зарядов, который соблюден при пересчете на Fe_3O_4). Соответственно, в интерстиционных пространствах вмещающего андезибазальта присутствует магнетит. В его состав в достаточно большом количестве входит титан, но количество последнего равно или меньше, чем в гематите из околотрещинного пространства, прилегающего к трещине. В качестве примеси в магнетите присутствует марганец, почти отсутствующий в гематите, и отсутствует кальций, который для гематита характерен.

<u>Халькопирит.</u> Теоретический состав минерала CuFeS₂. Встречается редко. Присутствует в виде

Минерал		Гематит			Xa	пркопирі	ИТ			Сфен		Апатит	Apar	онит
Анализ №	121	126	127	3	86	87	88	90	12	142	150	159	19	81
SiO ₂	I	I	Ι	I	I	I	2.72	I	31.77	29.20	24.82	5.46	I	I
TiO ₂	1.27	1.35	1.13	I	I	I	I	I	33.98	35.75	34.75	0.45	I	Ι
Al_2O_3	0.47	0.55	0.55		I	I	I	I	1.06	0.96	2.19	0.13	I	Ι
$Fe_2O_3 + FeO$	95.79	99.04	97.31	26.42	26.43	26.84	25.24	27.29	3.95	2.51	8.78	0.45	Ι	Ι
MnO	I	Ι	0.39	I	Ι	Ι	Ι	I	I	0.19	Ι	Ι	Ι	I
MgO	I	I	I		I		I	I	0.38		0.78	0.12	I	Ι
CaO	0.22	0.13	0.11		0.14	0.11	0.23	0.13	26.68	25.66	19.38	38.56	54.47	54.32
Na_2O	I	Ι	Ι	I	Ι	I	I	I	I		0.36	0.24	0.24	0.26
K_2O	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	Ι	I		Ι	Ι	Ι	Ι
V_2O_3	1.07	1.19	1.16		I	I	I	I	0.79	1.54	1.40	I	I	Ι
CuO	I	I	Ι	30.14	29.29	29.09	27.31	30.50	I		I	Ι	I	I
SO_2		I	I	29.15	29.78	30.12	24.97	29.46	I	I	Ι	I	I	Ι
CO_2	I	Ι	Ι	I	Ι	I	I	I	Ι	I	Ι	I	45.29	45.07
P_2O_5	I	Ι	Ι	I	I	Ι	I	I	I	I	Ι	31.71	Ι	I
Сумма	98.82	102.26	100.65	85.71	85.64	86.16	80.47	87.38	98.61	95.81	92.46	77.12	100.00	99.65
						Φ_{op_N}	тульные (сдиницы						
Si	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I	I	1.06	1.00	0.91	1.17	Ι	Ι
Ti	0.03	0.03	0.02	I	Ι	I	I	I	0.85	0.92	0.96	0.07	Ι	Ι
AI	0.01	0.01	0.02	I	Ι	Ι	I	I	0.04	0.04	0.09	0.03	I	Ι
ΣFe	1.92	1.92	1.92	1.00	1.01	1.01	1.02	1.00	0.11	0.07	0.27	0.08	I	Ι
Mn		I	0.01		I	I	I	I	I		I	I	I	Ι
Mg	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	I	I	0.02	0.01	0.04	0.04	I	Ι
Ca	0.01	I	I		I	0.01	0.01	0.01	0.95	0.94	0.76	8.89	96.0	0.96
Na	I	Ι	Ι	I	Ι	Ι	Ι	I	Ι	I	Ι	Ι	0.01	0.01
>	0.02	0.02	0.02	I	Ι	Ι	I	I	0.02	0.04	0.04	I	I	Ι
Cu	I	Ι	Ι	1.00	0.99	0.98	0.97	0.99	Ι	I	Ι	I	Ι	Ι
C	I	Ι	Ι	I	Ι	I			Ι		Ι	I	1.02	1.01
S	I	I	I	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	I		Ι	I	I	Ι
Р	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	Ι	5.78	Ι	Ι
Теоретиче- ский состав		$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$				CuFeS ₂			CaTi	SiO ₄ (O,C	(H,F)	$Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$	CaC	03

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

НЕОБЫЧНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АНДЕЗИБАЗАЛЬТЕ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА...

475

РАШИДОВ и др.

			Треш	цина				Пор	ода	
Место	HEHTD T	Dellinitit		кр	ай		vn	ай	IIAI	ITD
	центрт	рсщины	сле	ева	спр	ава	кр	ан	цег	
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Количество анализов	11	3	1	1	1	3	2	1	1	1
SiO ₂	0.05	0.00	3.58	2.47	—	—	0.78	0.41	0.27	0.27
TiO ₂	1.09	1.25	7.17	5.77	7.21	5.44	27.72	36.26	16.05	20.14
Al_2O_3	0.58	0.52	0.92	1.06	0.80	0.79	0.72	0.23	2.67	1.91
Fe ₂ O ₃	96.32	97.38	85.61	88.96	90.34	92.13	67.61	60.33	50.46	48.72
FeO	_	_	_	_	—	_	—	—	25.23	24.36
MnO	_	0.13	_	_	_	0.09	_	—	0.37	0.54
MgO	_	-	1.94	0.88	1.22	0.33	0.14	2.11	1.01	0.63
CaO	0.29	0.15	0.78	0.17	—	0.14	0.61	0.11	_	—
K ₂ O	_	-	_	0.10	_	_	—	—	_	—
V ₂ O ₃	1.67	1.14		0.58	0.43	0.55	2.39	0.51	0.19	0.06
Сумма	100.00	100.57	100.00	99.99	100.00	99.47	99.97	99.96	96.25	96.63
	Пере	счет анал	1изов на	количес	ство атом	мов кисл	юрода:			
			3						4	1
Si	_	-	0.09	0.06	—	-	0.02	0.01	0.01	0.01
Ti	0.02	0.02	0.13	0.11	0.14	0.11	0.50	0.65	0.44	0.55
Al	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.11	0.08
Fe ⁺³	1.91	1.93	1.61	1.70	1.74	1.81	1.22	1.09	1.39	1.32
Fe ⁺²	_	-	-	—	—	—	—	—	0.77	0.73
Mn	_	_		_	—	_	—	—	0.01	0.02
Mg	_	-	0.07	0.03	0.05	_	—	—	0.05	0.03
Ca	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	_	0.02	0.02	—	—
V	0.03	0.02	_	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	—
Минерал				гемати	т Fe ₂ O ₃				магнети	TT Fe_3O_4

Таблица 7. Изменение химического состава рудного минерала в крест трещинного пространства

отдельных кристаллов, размером в тысячные доли мм в ассоциации с поздним гематитом (см. табл. 6, анализы 3, 86—88, 90). Встречено одно относительно крупное зерно, размером ~0.1 мм (анализ 3), на границе породы с полым трещинным пространством. Химический состав минерала практически совпадает с теоретическим. Отмечается постоянная небольшая примесь ванадия и алюминия. Присутствующий в одном из образцов кремний, вероятно, относится к механической примеси аморфного кремнезема.

<u>Сфен.</u> Теоретический состав: CaTiSiO₅(O, OH, F). Минерал в виде выделений размером от тысячных до десятых долей мм встречается в ассоциации с сапонитом и редкоземельными минералами

на границах со свободными пространствами. Химический состав минерала представлен в табл. 6. Количество основных компонентов в минерале близко к теоретическому составу, помимо них присутствуют ванадий, алюминий и реже магний. Среди летучих компонентов фтор не обнаружен, поэтому можно предположить, что в состав минерала входит гидроксильная группа.

<u>Апатит</u> – теоретический состав $Ca_{10}(PO_4)_6(OH, F, Cl)_2$. Единичная находка минерала, находящегося в ассоциации с сапонитом, отдельные компоненты которого, вероятно, могли быть частично захвачены при анализе. По химическому составу (см. табл. 6) минерал отвечает гидроксилапатиту.



Рис. 8. Арагонит, заполняющий центральные части газовых пустот и "раздувов" трещины (СЭМ).

Карбонат. В узких трещинных пространствах количество карбоната невелико. Он является самым поздним по времени образования аутигенным минералом и развивается после сапонита, заполняя свободные пространства среди агрегатных выделений последнего. В центральных частях газовых пустот и раздуве трещины карбонат является основным минералом (рис. 8). Присутствуют как скрытокристаллические агрегаты минерала, так и его прекрасно образованные кристаллы, растущие вовнутрь свободных пространств. Форма этих кристаллов хорошо видна. Она соответствует форме относительно высокотемпературной ромбической разновидности СаСО3 – арагониту. По химическому составу (см. табл. 6) минерал "чистый", никаких примесей, кроме мизерного количества SO₂, в нем не встречено.

<u>Минералы редких земель.</u> Собственно редкоземельные минералы приурочены к полости трещины и свободным пространствам внутри газовых пустот в прилегающей к трещине части андезибазальта. Минералы образуют скопления плохо оформленных индивидов, размер которых колеблется от 0.001 до 0.04 мм (рис. 9). Для минералов характерны очень высокие интерференционные окраски и высокий рельеф (см. рис. 9в).

Средние (из 71 анализа) химические составы, сгруппированные по количеству РЗЭ



Рис. 9. Локализация редкоземельных минералов в газовой полости.

а, б – СЭМ: а – скопления выделений фторгидроксидов РЗЭ в пространстве газовой полости; б – то же, № 13–15, 17 на отдельных кристаллах соответствуют номерам анализов в табл. 9; в – то же, оптический микроскоп (яркие окраски – скопления гидроксидов РЗЭ, Пле – кристаллы плагиоклаза).

в конкретных минералах, образующих скопления, представлены в табл. 8. Во всех анализах присутствует РЗЭ исключительно цериевой группы. Обращает на себя внимание чрезвычайное разнообразие легких РЗЭ в минералах. Обязательным является Се, но наиболее распространены кристаллы с примерно равным содержанием Се и La, количество которых в этих случаях колеблется от 20 до 35 мас. %, как для одного, так и для другого элемента. Встреченные в отдельных кристаллах максимальные количества (мас. %) достигают: Ce – до 80, La – до 40, Pr – (0-6), Nd - (0-20), Sm - (0-1), Gd - (0-1.5), при этом Се присутствуют всегда, La отсутствует только в единичных случаях, Pr и Nd – редки, Sm – очень редок, Gd – единичные анализы. Кроме РЗЭ в минералах постоянно присутствуют

РАШИДОВ и др.

Содержание (мас. %)	Ce – <15	Ce - 15-30, La - >20	Ce - 15-30, La - <20	Ce - 30-40	Ce - 40-50	Ce - 50-75	Ce ->75
Количество анализов	15	12	9	20	7	5	3
%	21	17	13	28	10	7	4
Si	8.32	2.07	7.39	1.07	0.51	0.70	0.09
Ti	0.03	_	_	_	_	_	—
Al	0.42	0.58	1.55	0.34	0.09	0.20	0.06
∑Fe	7.75	1.48	3.05	0.42	1.69	0.45	—
Mn	0.01	_	_	_	_	_	—
Mg	2.39	0.69	2.04	0.25	0.13	0.40	—
Ca	8.35	_	3.29	0.55	0.29	0.31	0.11
Na	0.06	0.03	0.40	0.07	_	_	—
К	_	_	0.02	_	_	_	—
S	_	_	0.02	_	_	_	—
Мо	0.10	0.16	_	_	_	0.17	—
V	0.04	_	_	_	_	_	—
La	23.28	37.31	16.60	24.65	25.52	6.28	2.82
Ce	11.16	26.75	26.90	35.62	49.34	68.76	79.01
Pr	2.13	3.90	3.46	4.71	2.96	0.64	1.13
Nd	2.01	1.27	7.23	9.86	0.20	0.47	_
Sm	0.05	_	0.10	0.10	_	_	—
Gd	_	_	_	_	_	_	0.19
F	8.72	14.93	9.17	10.65	7.65	1.26	_
0	25.11	10.82	18.72	11.69	11.61	20.32	16.58
Cl	0.05	_	0.04	_	_	_	_
Сумма	99.98	99.99	99.98	99.98	99.99	99.96	99.99

Таблица 8. Средний (из 71 анализа) химический состав минералов РЗЭ

Са — десятые доли мас. %, и F — в количестве от 0 до 25 мас. %. Отмечается четкая положительная корреляция между количеством в кристаллах La и F. Максимальное количество фтора в анализах с высоким содержанием лантана и с высоким суммарным содержанием (La + Ce), особенно в тех анализах, где лантана больше, чем церия. В анализах с высоким содержанием Се фтор отсутствует.

Неусредненный, а конкретный состав отдельных РЗЭ минералов с разными вариациями элементов в составе лантаноидов приведен в табл. 9. Пересчет анализов на минералогические формулы показывает, что большая часть проанализированных зерен близка составу фторгидроксила редких земель, который можно выразить обобщенной формулой Ln(F, OH)₃ (где Ln – легкие РЗЭ). В этом случае РЗЭ проявляют свою обычную валентность 3. Редко встречаются отдельные зерна, состав которых отвечает обобщенной формуле LnO_2 , т.е. оксид РЗЭ, в котором лантаноиды, главным образом Се, проявляют валентность 4. Нужно заметить, что в состав минералов входит также кальций, но количество этого элемента в большинстве анализов меньше 1.0 мас. %, что отвечает в пересчете на формулу 0.01–0.03 ф.е.

Несмотря на присутствие собственных минералов в трещинном пространстве, суммарное содержание РЗЭ в нем лишь немного превышает фоновые количества в андезибазальтах (табл. 10). В целом в андезибазальтах вулкана Эсмеральда содержание РЗЭ подобно их содержанию в области зоны E-MORB (рис. 10). При этом можно отметить, что конфигурацию тренда E-MORB полностью повторяют РЗЭ только

	13	14	15	17	27	45	52
Анализ №	La > Ce	Ce > La	La >> Ce	La >> Ce †F	$Ce > La \uparrow Nd$	Ce ∼= La	Ce
Si	1	0.32	0.2	1	I	1.13	1.22
AI	Ι	I	Ι	Ι	Ι	0.34	0.23
Fe	Ι	0.22	I	Ι	Ι	1.42	4.07
Mg	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	0.98	Ι
Ca	0.48	0.28	0.41	0.29	0.81	1.2	1.28
La	38.75	32.4	50.03	49.4	23.07	30.5	I
Ce	31.19	36.84	15.16	14.63	33.58	36.39	76.77
Pr	4.49	2.24	4.42	2.62	3.78	3.54	I
Nd	Ι	Ι	Ι	Ι	9.92	Ι	Ι
Ц	12.09	14.08	17.38	21.45	16.49	9.27	Ι
0	13	13.01	12.39	11.6	12.35	15.23	16.42
		Пересче	т анализов на форм	ульные единицы			
Si	I	0.01	0.01	I	I	0.04	0.03
AI	I	I	Ι	I	Ι	0.01	0.01
Fe	I	I	Ι	I	Ι	0.02	0.07
Mg	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	0.04	I
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
La	0.28	0.23	0.36	0.36	0.17	0.22	Ι
Ce	0.22	0.26	0.11	0.10	0.24	0.26	0.55
Pr	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	Ι
Nd	Ι	I	Ι	I	0.07	I	Ι
Ц	0.64	0.74	0.91	1.13	0.87	0.49	I
0	0.81	0.81	0.77	0.72	0.77	0.95	1.03
Предполагаемая ва- лентность РЗЭ	б	3	3	3	3	3	4
Предполагаемая формула минерала	$\begin{array}{c} Ca_{0.01}Ln_{0.53}\\ [F_{0.64} (OH)^{-}_{0.81}\\ O_{0.081}^{-}_{1.61}\end{array}$	$\begin{array}{c} Ca_{0.01} \ Ln_{\ 0.50} \\ [F_{0.74} \ (OH)^{-}_{\ 0.81}]_{1.55} \end{array}$	$\begin{array}{c} Ca_{0.01} \ Ln_{\ 0.50} \\ [F_{0.91} \ (OH)^{-}_{\ 0.77}]_{1.68} \end{array}$	$\begin{array}{c} Ca_{0.01} \ Ln \ _{0.48} [F_{1.13} \\ (OH)_{0.37}]_{1.50} \\ *0.35 \ H_2O \end{array}$	$\begin{array}{c} Ca_{0,02}Ln_{0.51}\\ [F_{0.87}(OH)^{-}_{0.77}]_{1.64} + \\ + \ 0.1H_2O \end{array}$	$\begin{array}{c} Ca_{0.03} \ Ln_{0.50} \\ [F_{0.49}(OH)_{0.83} - \\ O_{0.12}]_{1.44} \end{array}$	Ce _{0.55} O _{1.03}
Lonorro constron	+1.61	+1.52	+1.92	+1.92	+1.57	+1.56	+2.20
раланс зарядов	-1.61	-1.55	-1.86	-1.86	-1.64	-1.56	-2.06
Излишек заряда	0	-0.03	-0.16	0.00	-0.07	0	+0.14
Примечание. Морфолов	гию кристаллов РЗ	Э и места их локализаг	ии см. рис. 96.				

Таблица 9. Химический состав конкретных единичных кристаллов РЗЭ (мас. %)

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №4 2024

ник		Stern, Bi	ibee, 1984		M	/ang et al., 202	0	Pearce et	al., 2005	Дан	ные авторов	
	Базальт	V	ндезибазал	6T		Базальт		Базальт	Андези- базальт	Андези	ว์ลзลาษา	Базальт
	1-45-G2	M-46-2	M-46-10B	M-46-11	P07DG06-1	P07DG07-1	P07DG07-3	M46-10b	D20-3-7	B5-6- 90-TP(a)	B5-6- 90-TP(6)	B4-1
	800-100		1200-800			1900–1300		1200 - 800	I	190-	-150	110-50
		1			8.62	8.38	7.69	8.66	7.96	12.2	8.4	53
	17.25	18.34	20.14	18.61	18.52	18.11	15.59	19.9	18.28	28.0	19.0	100
	I	I	I	I	2.79	2.66	2.24	3.12	2.87	4.0	2.9	11.3
	12.01	13.16	14.39	11.35	13.45	13.44	10.79	14.85	13.59	18.0	13.0	44
	3.29	3.74	4.17	3.25	3.86	4.02	2.87	4.19	3.84	5.1	3.8	8.0
	1.20	1.34	1.46	1.21	1.33	1.28	1.01	1.39	1.29	1.93	1.12	2.50
	3.97	4.14	4.90	4.00	4.31	4.48	3.20	4.78	4.36	5.8	4.4	7.8
	Ι	Ι	I	Ι	0.73	0.74	0.51	0.8	0.73	0.96	0.75	1.02
	4.00	4.70	5.02	4.02	4.79	4.71	3.25	5.08	4.63	5.7	4.7	5.5
	Ι	I	I	I	0.99	1.00	0.69	1.09	0.98	1.16	1.02	0.96
	Ι	Ι	I	Ι	I	I	I	I	Ι	32	27	23.6
	12.46	3.08	3.17	2.54	2.88	2.77	1.96	3.1	2.81	3.3	2.8	2.5
	Ι	I	I	I	0.43	0.43	0.31	0.49	0.44	0.48	0.42	0.31
	2.38	2.63	3.02	2.46	2.76	2.70	1.96	3.12	2.83	3.0	2.6	1.8
	I	I	I	I	0.42	0.41	0.30	0.49	0.45	0.47	0.39	0.26
	Ι	Ι	I	Ι	I	28.5	20.3	2.37	2.15	2.1	2.1	6.6

Таблица 10. Содержание редкоземельных элементов и Hf в породах вулкана Эсмеральда (мг/г)

480

РАШИДОВ и др.





Рис. 10. Спайдер-диаграмма содержания РЗЭ в породах вулкана Эсмеральда. Нормирование по хондриту [Sun, McDonough, 1989], средний состав – из работ [Stern, Bibee, 1984; Pearce et al., 2005; Wang et al., 2021].

цериевой группы, позиция тяжелых РЗЭ тяготеет к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов. В анадезибазальте образца В5— 6—90ТР тренд содержания РЗЭ в породе практически полностью повторяет общий тренд для базальтов и андезибазальтов Эсмеральды, при этом абсолютные значения содержаний чуть выше. В полости трещины направление тренда сохраняется, но содержание всех компонентов заметно выше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенный фактический материал показывает, что наблюдаемое в настоящее время разнообразие минеральных ассоциации напрямую связано с интенсивностью воздействия наложенных вторичных процессов на первичную породу (табл. 11).

Удаленные от трещинной зоны слабо проницаемые части породы представляют собой

	1 1/				~
гаолина г	Минеральные	е ассониании из	пазных по	степени проницаемости	зон андезиразальта
таолица т	I. MINICPUIDIDIC	иссоциации из	pushibiA no	степени пропицаемости	Jon and Shoasanbra
	*			1	

Морфологические типы, характеризующиеся разными условиями минералообразования	Минеральные ассоциации
Удаленная от трещины и слабо насыщенная газовыми пространствами часть андезибазальта (см. рис. 3, зоны I и VI)	Гломеропорфировые сростки плагиоклаза (лабрадор 67, 68), одиночные вкрапленники плагиоклаза (лабрадор 55, 56), микролиты плагиоклаза (андезин 44, 46), пироксена (авгит), титаномагнетита (TiO ₂ ~18 мас. %)
Узкая зона с обеих сторон породы, прилегающая к свободным пространствам (апикальную часть породы на границе с трещинным пространством) (см. рис. 3, зоны II, V, IV)	вкрапленники плагиоклаза (андезин 44–46) микролиты плагиоклаза (андезин 38–41, олигоклаз 27–30), геденбергит, титаномагнетит (TiO ₂ ~30 мас. %)
Центральная и периферийная зоны трещины, периферийные зоны газовых пустот (см. рис. 3, зоны III, VIII)	Плагиоклаз (до лабрадора 67), геденбергит, промежуточный геденбергит, гематит ($TiO_2 \sim 95$ мас. %), сапонит, минералы редких земель (бастнезит, фторгидроксил), халькопирит, сфен, апатит, редко арагонит
Центральная часть газовых пространств и раздува трещины (см. рис. 2 и 3, зона VII)	Карбонат (арагонит), многочисленные низкоглубинные диатомовые водоросли

Минерал	Пирс	оксен	Титаномагнетит-титаногематит	
Зона	центральная андезибазальта	околотрещинная	центральная андезибазальта	околотрещинная
Количество анализов	13	11	2	3
MgO	14.09	1.04	_	_
CaO	17.93	20.77	—	_
$FeO + Fe_2O_3$	12.92	28.37	74.38	58.44
TiO ₂	—	_	18.09	30.20
V ₂ O ₃	—	_	0.12	1.73

Таблица 12. Изменение средних составов пироксена и титаномагнетита по направлению от центра породы к трещине (мас. %)

нормальный андезибазальт, крупнопорфировый с вкрапленниками плагиоклаза, микролитами плагиоклаза, пироксена, титаномагнетита и долеритовой структурой основной массы.

Апикальные части андезибазальта вблизи трещинного пространства по структуре и минеральному составу отличаются от удаленных зон породы. В пограничной зоне в теле породы появляется большое количество газовых пустот, структура основной массы становится беспорядочной, расстояния между микролитами плагиоклаза уменьшаются, очертания как вкрапленников, так и микролитов становятся нечеткими. Состав вкрапленников плагиоклаза снижается с лабрадора 67, 68 (преобладающего в удалении) до 55, 56, микролитов – с андезина 44–46 до андезина 38–41. В полости трещины состав плагиоклаза варьирует от последних номеров олигоклаза до первых андезина.

В пироксене почти до нулевых значений падает количество магния и значительно растет содержание железа (табл. 12). В результате в трещинной зоне вместо авгита кристаллизуется геденбергит, в составе которого наблюдается широкий диапазон изоморфизма Са и Fe. При этом состав минерала варьирует от феррогеденбергита до почти волластонита.

Большие изменения происходят в породообразующем оксиде железа. Во вмещающей породе присутствует магнетит (Fe₃O₄, структура шпинели), в околотрещинной зоне – гематит (Fe₂O₃, структура корунда). По сравнению с магнетитом центральной зоны породы в минерале, локализованном в околотрещинном пространстве, суммарное содержание железа уменьшается практически на 15 мас. %, примерно на такое же количество повышается содержание TiO₂ и увеличивается количество примеси V₂O₃ (см. табл. 12). Состав минерала становится промежуточным между гематитом и ильменитом. В центральной части трещинного пространства развит гематит, содержащий титан в нулевых или малых количествах.

В полости трещины ассоциация пироксен + плагиоклаз + гематит распределена спорадически и суммарные выделения этих минералов образуют "острова" в сапонит-карбонатном окружении (рис. 11). Ксеноморфные выделения пироксена и плагиоклаза тесно переплетены и образуют структуру, напоминающую пертиты, что является признаком их близко одновременного образования. Судя по взаимоотношениям минералов в ассоциации, можно предположить, что одновременно с пироксеном и плагиоклазом формировались зародыши рудного (Fe) минерала, которые впоследствии явились центрами кристаллизации хорошо образованных кристаллов гематита.

Химический состав перечисленных минералов (в том числе пироксена и плагиоклаза) отличается от такового в неизмененных андезибазальтах. Минералы, присутствующие в полости трещины и в околотрещиной зоне андезибазальта, обычно характерны для скарнов или магматических пород, претерпевших высокотемпературные преобразования, связанные с внедрением более поздних лавовых потоков. Минералогические последствия подобного внедрения в консолидированные щелочные породы вулканов Купаелло и Колле Фаббри в центральной Италии подробно исследованы А.Т. Николаевой [Николаева, 2014]. Этим автором показано, что в контаминированных щелочных вулканитах (терминология А.Т. Николаевой), согласно результатам декрепитации газово-жидких включений, волластонит кристаллизуется



Рис. 11. Заполнение трещинного пространства минеральной ассоциацией плагиоклаз + пироксен + + гематит + сапонит. Минералы: № 81, 97 – арагонит, № 82, 96 – сапо-

Минералы: № 81, 97 — арагонит, № 82, 96 — сапонит, № 83 — геденбергит, № 89 — плагиоклаз, № 84, 85, 91 — гематит, № 87, 90 — халькопирит. На снимке мелкие ярко белые точки — выделения редкоземельных минералов.

в интервале температур 1240-1320°C, а геденбергит при 1150-1180°С. Образование этих минералов по данным А.Т. Николаевой [Николаева, 2014] происходило из гомогенной мелилититовой магмы, обогащенной CO2 и содержащей 0.5-0.6 мас. % H₂O и 0.1-0.2 мас. % F. Кроме того, внутри трещинного пространства наблюдаются переходные фазы в ряду феррогеденбергит-геденбергит-волластонит (см. рис. 6), а согласно справочным данным [Спиридонов, 2023], неограниченная взаимная растворимость пироксенов (MgMgSi₂O₆ – Fe⁺²Fe⁺²Si₂O₆ – CaMgSi₂O₆ – CaFe⁺²Si₂O₆) возможна только при весьма высоких температурах. Исходя из этого, логично предположить, что перечисленные минералы формировались при высокотемпературном воздействии на первичную породу.

Низкотемпературный минерал сапонит (группа глин) образуется в совершенно иных условиях, температура его кристаллизации не может превышать 450°С. Если бы сапонит кристаллизовался при этой и более низкой температурах непосредственно из минералообразующего субстрата, он должен был бы захватывать и перекрывать поверхность ранее сформировавшихся

высокотемпературных минералов, проникать в их межзерновые пространства, корродировать поверхность ранее образовавшихся кристаллов. Такого не наблюдается. Наоборот, на снимках (см. рис. 7, 11) хорошо видна граница между апикальной частью породы и сапонитом, и очевидно, что высокотемпературные минералы развиваются даже позднее окружающей гомогенной массы. Логично предположить, что сапонит не первичен, а замещает матрицу, которой мог быть остаточный расплав, заполнявший трещину и из которого могли кристаллизоваться высокотемпературные минералы. Косвенным свидетельством такой возможности могут служить характерные для стекловатых фаз трещины растрескивания, хорошо видные на всех снимках. После кристаллизации Са- и Fe-минералов расплав обогащался магнием, что благоприятствовало последующему замещению его Mg-сапонитом.

Приведенный фактический материал позволяет восстановить историю формирования породы и слагающих ее минеральных парагенезисов. Предполагается, что тектонические подвижки, которые характерны для вулкана Эсмеральда, привели к возникновению в исходных вмещающих андезибазальтах проницаемых зон. Вследствие перепада давления из глубинного магматического резервуара по ослабленным путям просочились порции расплава, состав которых отличался от состава магмы, исходной для вмещающих андезибазальтов. Резкий перепад давления привел к ураганному выходу из внедрившегося расплава флюида, обогащенного HF, SO₂, CO₂, H₂, H₂O. Предполагается, что именно флюид является переносчиком РЗЭ, с последующим их отложением, при изменении физико-химических условий, в трещинных и поровых пространствах виде минеральных ассоциаций.

Кристаллизация внедрившегося внутритрещинного расплава шла, по крайней мере, тремя параллельными путями. Первый — нормальная кристаллизация расплава в его внутренней части. Результирующая в этом процессе минеральная ассоциация состояла из геденбергита и основного плагиоклаза.

Второй путь — преобразование расплавом краевых частей вмещающего андезибазальта и частичное их переплавление, приведшее к перекристаллизации микролитов плагиоклаза, изменению состава межзернового пироксена и повышенному количеству микролитов титаномагнетита. Результирующая минеральная ассоциация — мелкокристаллические титаномагнетит + относительно кислый (вплоть до олигоклаза) плагиоклаз + феррогеденбергит.

Третий путь — пневматолитовый — осаждение рудной и редкоземельной минерализаии из газово-жидкой фазы. При этом формируются своего рода возгоны, среди которых определены гематит, халькопирит, рутил, сфен, оксиды и фторгидроксиды РЗЭ. Устойчивые минеральные парагенезисы не образуются, а наблюдаются минеральные индивиды или друзы минералов одного состава, территориально приуроченные к периферическим зонам газовых полостей.

В отношении РЗЭ еще раз обратим внимание на то, что количество этих элементов, как в андезибазальте, так и суммарном заполнении трещины примерно одинаково. Исходя из этого, присутствие обильной редкоземельной минерализации в трещинном пространстве можно объяснить только наличием "внутренних фумарол" и специфических условий, благоприятных для осаждения РЗЭ из флюидной фазы. Это, в частности, высокая температура и умеренное давление внутри изолированного пространства в вулканической постройке, покинуть которое газово-жидкой фазе невозможно.

Освобождение растворенных в расплаве газов и формирование газовых пустот приводит к увеличению проницаемости трещины и ее расширению, что, в свою очередь, ведет к возможности обводнения трещинного пространства и понижения температуры внедрившегося расплава. В результате кристаллизации плагиоклаза, Fe-Ca-пироксена, Fe-Ca- и РЗЭ-минералов остаточный расплав обогащается магнием, что способствовало либо образованию магниевого стекла, впоследствии замещенного Mg-сапонитом, либо, при быстром остывании остаточного расплава, непосредственной кристаллизации сапонита. В ассоциации с сапонитом наблюдается арагонит, кристаллизации которого способствует высокий потенциал СО₂, сохраняющийся в зоне реакции, и повышенная температура (при прочих равных условиях, но при низкой температуре образовалась бы низкотемпературная полиморфная разновидность арагонита – кальцит).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изучение минерального состава андезибазальта, рассеченного трещиной, позволило впервые для вулкана Эсмеральда установить присутствие ассоциации минералов, не характерных для подводных вулканических пород. Во внутритрещинном пространстве и прилегающих зонах андезибазальта определены широкие диапазоны состава плагиоклаза (от олигоклаза до лабрадора последних номеров), установлена возможность природной смесимости составов Fe-Ca-пироксенов в ряду феррогеденбергит—геденбергит—волластонит, выявлены оксиды, гидроксиды и фторгидроксиды РЗЭ, показана разница в составе минералов ряда магнетит—гематит.

Предполагается, что тектонические подвижки привели к возникновению проницаемых зон в образовавшихся ранее андезибазальтах. Вследствие перепада давления из глубинного магматического резервуара по ослабленным путям просочились новые порции обогащенного флюидами расплава, состав которых отличался от состава магмы. исхолной лля вмешающих анлезибазальтов. Небольшие объемы внедрившегося расплава, заполнившего трещину, не позволили газовой составляющей расплава пробить "броню" из перекрывающих пород и водной массы. Резкий перепад давления привел к ураганному выходу газов из внедрившегося расплава. Высокие температуры и давления привели к возможности экстракции флюидом, насыщенным H₂O, СО₂ и НF, соединений металлов, присутствующих в исходном расплаве. При последующем осаждении соединений РЗЭ, связанном с изменением физико-химических условий внутри газовых полостей и трешин, образовались минеральные фазы оксидов, гидроксидов и фторгидроксидов РЗЭ.

Впервые для вулкана Эсмеральда установлено присутствие в трещинах и газовых полостях андезибазальта собственных минералов РЗЭ (F-гидроксидов, гидроксидов и оксидов). В составе этих минералов присутствуют только легкие РЗЭ, среди которых преобладают Се и La. Концентрация РЗЭ в полости трещины и во вмещающем андезибазальте лишь слегка превышает соответствующие значения E-MORB, т.е. средние содержания РЗЭ в областях срединно-океанических хребтов. За экстракцию РЗЭ и осаждение, а также за формирование минералов отвечают, вероятнее всего, специфические условия, создавшиеся во внутренних частях постройки вулкана Эсмеральда.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Э.Э. Сендерова за помощь в интерпретации полученных результатов и рецензентов, чьи конструктивные замечания позволили улучшить качество представленных материалов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликтов интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзаданий Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН "Петролого-геохимические и минералогические особенности вулканизма Курило-Камчатской дуги как отражение глубинных процессов в северо-западной части Пацифики на меловом и кайнозойском этапах" (№ государственной регистрации НИР АААА-А20-120121090011-4) и "Закономерности строения и эволюции Курило-Камчатской островодужной системы и прикамчатской акватории Тихого океана: геохимические и минералогические особенности пород, источники вещества, породообразующие процессы, полезные ископаемые", а также Геологического института РАН "Мезомасштабные структуры океанического дна: строение, состав, происхождение, рудообразование" (№ государственной регистрации НИР 122011800645-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Состав пород подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2023 г. / Гл. ред. член-корр. РАН А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023а. С. 14–17. Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Новые данные о петролого-минералогическом составе пород, слагающих подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) // Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва 13– 17 ноября 2023 г. М.: ИО РАН, 20236. Т. II. С. 14–18.

Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Подводный вулкан Эсмеральда (Марианская островная дуга) и некоторые особенности слагающих его горных пород // Вулканология и сейсмология. 2024. № 1. С. 48–63.

Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А., Селиверстов Н.И., Рашидов В.А. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65–78.

Колосков А.В., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Первая находка шпинель-лерцолитового ксенолита "неофиолитового типа" в задуговом бассейне Марианской островодужной системы // Океанология. 2020. № 4. С. 629–647.

https://doi.org/10.31857/S0030157420040139

Николаева А.Т. Петрология мелилитсодержащих пород вулканов Купаелло и Колле Фаббри (Центральная Италия) / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: специальность 25.00.04. Новосибирск, 2014. 148 с.

Спиридонов Э.М. Генетическая минералогия. 2023. 558 с. https://teach-in.ru/file/synopsis/pdf/genetic-mineralogy-spiridonov-p2-MK.pdf

Fedyunina N.N., Seregina I.F., Bolshov M.A. et al. Investigation of the efficiency of the sample pretreatment stage for the determination of the Rare Earth Elements in rock samples by inductively coupled plasma mass spectrometry technique // Analytica Chimica Acta. 2012. V. 713.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginsburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki A., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1123–1133. https://rruff.info/uploads/MM52_535.pdf

Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction Components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Q07006. 27 p.

https://doi.org/10.1029/2004GC000895

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana island arc and its implication for magmagenesis in island arcs // Carnegie Institution of Washington Year Book. 1980. V. 79. P. 465–472.

Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 159–169.

Stern R.J., Bloomer Sh.H., Ping-Nan Lin, Smoot N.Chr. Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophialite analoque // Tectophysics. 1989. V. 168. \mathbb{N}_{2} 1–3. P. 151–170.

Wang X., Wang Z., Liu Y., Park J-W., Kim J., Li M., Zou Z. Calcium Stable Isotopes of Tonga and Mariana Arc Lavas: Implications for Slab Fluid-Mediated Carbonate Transfer in Cold Subduction Zones // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. e2020JB020207. 19 p.

https://doi.org/10.1029/2020JB020207

UNUSUAL MINERALIZATION IN BASALTIC ANDESITE OF SUBMARINE VOLCANO ESMERALDA (MARIANA ISLAND ARC)

V. A. Rashidov^{1, *,} V. V. Petrova^{2, **}, V. V. Ananyev¹, N. V. Gorkova²

¹Institute of Volcanology and Seismology, Russian Academy of Sciences, bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia
²Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia *e-mail: rashidva@kscnet.ru
**e-mail: v.petrova.v@gmail.com

The results of studies of a basaltic andesite sample complicated by a mineralized crack and voids, with a crack and gas voids filled with secondary mineralization dredged on the Esmeralda underwater volcano, are presented. A detailed comparative study of the mineral composition of the substance lining the crack, the space around the crack, and the part of basaltic andesite unaffected by secondary changes made it possible for the first time for the underwater Esmeralda volcano to establish the presence of an association of minerals that is not characteristic of unaltered volcanic rocks. In the intracrack space and adjacent zones of basaltic andesite, wide ranges of plagioclase composition were determined, isomorphism in the Fe-Ca-pyroxene series was studied, REE oxides, hydroxides and fluorohydroxides were studied, and variability in the composition of minerals in the magnetite-hematite series was shown. It is assumed that tectonic movements led to the emergence of permeable zones in the previously formed basaltic andesites through which new portions of the melt leaked. In a limited space, high fluid gas saturation, temperature and pressure made it possible to extract metal compounds from the melt and host rocks.

Keywords: Esmeralda submarine volcano, basaltic andesite, hedenbergite, Rare Earth Element minerals, volcanic gases

УДК 551

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТЕРМИНАЛЬНОГО МЕЛА РАЗРЕЗА ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)

© 2024 г. Д. М. Коршунов^{*a*, *}, П. А. Прошина^{*a*, **}, И. П. Рябов^{*b*}, Б. Г. Покровский^{*a*}, В. А. Мусатов^{*c*}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия ^bСаратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, ул. Астраханская, 83, Саратов, 410012 Россия ^cAO "Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики", ул. Московская, 70, Саратов, 410012 Россия *e-mail: dmit0korsh@gmail.com **e-mail: paproshina@gmail.com

Поступила в редакцию 20.01.2023 г. После доработки 09.01.2024 г. Принята к публикации 15.02.2024 г.

Проведено комплексное исследование пограничных маастрихтских—датских отложений горы Клементьева (Восточный Крым). Детально описаны литологические особенности карбонатных, карбонатно-глинистых и обломочных пород, проанализирована динамика изменений в сообществах бентосных и планктонных фораминифер; впервые для этого разреза получены геохимические и изотопные данные. Уточнен стратиграфический объем верхнего маастрихта и нижнего дания. Впервые доказан позднекампанский—раннемаастрихтский возраст нижележащих отложений. Клементьевская свита формировалась в глубоководных пелагических палеообстановках на погруженной части внешнего шельфа, а перекрывающие ее нижнедатские осадки — в мелководных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью.

Ключевые слова: литология и геохимия, обстановки осадконакопления, пелагиты, палеоэкология, фораминиферы, маастрихт, даний, Горный Крым

DOI: 10.31857/S0024497X24040065, EDN: ZNYZJR

Горное сооружение в южной части Крымского полуострова сложено в основном мезо-кайнозойскими отложениями различного генезиса (рис. 1): от маломощных платформенных и вулканогенно-осадочных образований, рифовых массивов до флиша и мощных песчано-алевритово-глинистых толщ краевых прогибов [Богаец, 1976; Казанцев, 1982; Геологическое строение ..., 1989]. Геология Горного Крыма довольно хорошо изучена к настоящему времени, а исследованию верхнемеловых отложений этой территории посвящено множество работ [Маслакова, 1959, 1978; Маслакова, Липник, 1971; Заклинская, Найдин, 1985; Алексеев, 1989; Гуров, Гурова, 1994: Очерки 1997: Alekseev. Кораevich, 1997; Алексеев и др., 2005; Яковишина, 2005, 2006; Копаевич и др., 2007; Яковишина и др., 2008; Габдулин и др., 2015; Барабошкин и др., 2020 и др.], которые, однако, выполнены с разной степенью детальности и в некоторых выводах противоречат друг другу.

Маастрихтские отложения на юго-западе (ЮЗ) Крымского полуострова распространены в виде узкой полосы широтного плана и в имеющихся многочисленных обнажениях представлены терригенными и кремнисто-карбонатными породами бешкошской свиты, подробно описанной Е.Ю. Барабошкиным с соавторами [2020]. В восточной части полуострова отложения терминального верхнего мела значительно реже выходят на дневную поверхность. Здесь к маастрихтскому ярусу отнесены глинисто-карбонатные породы белоярской и клементьевской свит [Стратиграфія ..., 2013].



Рис. 1. Геолого-тектоническая схема Горного Крыма (по [Кузнецов и др., 2022] с упрощениями и дополнениями). 1 – верхнемеловые и нижнекайнозойские отложения; 2 – маастрихтские мергели и песчаники бешкошской свиты; 3 – маастрихтские известняки и мергели клементьевской свиты; 4 – нижнемеловые отложения; 5 – верхнеюрские отложения; 6 – среднеюрские отложения; 7 – верхнетриасово–нижнеюрские флишевые отложения; 8 – келловей– неогеновые нерасчлененные отложения.

Характеристика опорного разреза последней опубликована в работе Л.Ф. Копаевич с соавторами [2007], где представлены результаты ее биостратиграфического расчленения и палеоэкологического анализа по бентосным фораминиферам агглютинированного типа. Литологическое описание разреза было опубликовано позднее [Яковишина и др., 2008], и была предложена схема обстановок осадконакопления в маастрихтском палеобассейне на основании литологического изучения разрезов Юго-Западного (Беш-Кош, Чах-Махлы), Центрального (горы у с. Курское (Кубалач)) и Восточного (гора Клементьева) Крыма.

Целью настоящего исследования является уточнение условий накопления маастрихтских отложений Восточного Крыма и выявление в опорном разрезе горы Клементьева уровней глобальных событий, характерных для пограничного мел-палеогенового интервала. В основу работы положены детальное литолого-геохимическое изучение и палеоэкологический анализ планктонных и бентосных фораминифер, являющихся индикаторами изменений палеосреды.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Разрез горы Клементьева расположен у пос. Нанниково в 5 км к северу от г. Коктебель (45°00'22.7"N35°15'16.9"Е, см. рис. 1). Во время полевых работ авторами выполнено детальное описание разреза и проведен послойный отбор каменного материала (51 образец) (рис. 2, 3).

Для каждого образца были изготовлены петрографические шлифы (ГИН РАН), которые были изучены Д.М. Коршуновым с помощью поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axioscope 40 с фотокамерой Canon powershot G10. Диагностика и оценка содержания минералов, а также гранулометрические особенности определялись оптическими методами. Для определения карбонатных пород использовалась классификация Р. Данема [Dunham, 1962].

Рис. 2. Маастрихтско-датские породы горы Клементьева (Восточный Крым).

а – общий вид обнажения "Б", римскими цифрами показаны номера пачек. Пунктирной линией показан интервал отбора проб; б – общий вид обнажения "А"; в – серые мергели пачки I; г – неяснослоистые серые известняки (вакстоуны) пачки II (слой 6); д – серые известняки (пакстоуны) пачки III (слой 12); е – граница между верхнемаастрихтскими серыми мергелями пачки IV и нижнедатскими серо-желтыми, мелкозернистыми, глауконитсодержащими полевошпат-кварцевыми песчаниками пачки V.



КОРШУНОВ и др.





* – зоны и слои по БФ (по [Копаевич и др., 2007] с уточнениями); ** – слои с БФ, настоящая работа. Справа на рисунке представлены графики разнообразия и численности, а также количественные соотношения морфогрупп планктонных фораминифер в изученных образцах; D. = Dorothia, C. = Charoides; "A" и "Б" – первое и второе обнажения. 1 – известняки-вакстоуны; 2 – известняки-пакстоуны; 3 – мергели; 4 – глины; 5 – песчаники; 6 – ходы илоедов. В каждой точке отбора на зачищенной поверхности породы анализировалось содержание в ней петрогенных элементов и микроэлементов методом рентгено-флуоресценции (РФА) с помощью портативного спектрометра SciAps X-505 (оператор Д.М. Коршунов) для выявления особенностей их распределения по разрезу. Время накопления сигнала составляло 60 с, применялась предустановленная заводская универсальная калибровка горных пород (Sci-Aps Geochim). Результаты химического анализа использовались для реконструкции условий осадконакопления.

Для оценки уровня обогащения осадка химическими элементами использовался коэффициент обогащения EF (enrichments factor) [Turgeon, Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006], который рассчитывается по формуле

$EF_{_{_{3лемент}}} = (_{3лемент}/Al)_{_{0}}$ /($_{_{7}}$ стандарт.

При расчете величин EF для исследуемых элементов в качестве стандарта (фоновых значений) использовался химический состав континентальной коры К.Н. Ведеполя [Wedepohl, 1995]: в случае EF >1 считалось, что осадок обогащен химическим элементом, при EF <1 – соответственно обеднен (т.е. содержание ниже нормы). Однако в работе [Turgeon, Brumsack, 2006] было показано, что необходимо учитывать природные флуктуации содержания химических элементов в горных породах, и предложены более широкие интервалы значений: при EF 0.5-5 - нормальный уровень содержания, EF >5 – обогащение и EF <0.5 – обеднение исследуемым химическим элементом, что и было использовано в настоящей работе.

Определение валового содержания CaCO₃ (мас. %) во всех пробах проводилось в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН методом титрования раствора HCl после его взаимодействия с аналитической навеской образца.

Минеральный состав глинистой фракции был изучен методом рентгенофазового анализа в ориентированных и неориентированных препаратах в лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН. Ориентированные препараты – стеклянные пластинки, равномерно покрытые выделенным из проб глинистым материалом. Для их изготовления глинистый материал (размер <0.002 мм) был получен методом отмучивания в дистиллированной воде [Берхин и др., 1957]. Неориентированные препараты (порошки) пород были получены с помощью истирателя XRD-Mill McCrone. Рентгенодифракционное изучение препаратов проводилось на дифрактометре D8 Advance Bruker (СиКа излучение). Ориентированные препараты были сняты в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и после прокаливания при $T = 550^{\circ}$ С в течение 2 ч.

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II (оператор Б.Г. Покровский). Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при 50°С. Значения δ^{13} С и δ^{18} О даны в промилле относительно стандарта V-PDB. Для привязки результатов анализов к V-PDB использовался стандарт IAEA C-O-1. Точность определения δ^{18} О и δ^{13} С находится в пределах ±0.2 и ±0.1‰ соответственно.

Материалом для палеоэкологического анализа комплексов фораминифер послужили 45 проб, отмывка которых проводилась стандартным методом флотации в лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН. Пелитовая составляющая удалялась методом отмучивания с использованием пирофосфата натрия $(Na_4P_2O_7)$. Полученные порошки фракционировались на сите с диаметром ячейки 0.063 мм. Бентосные фораминиферы (БФ) изучены И.П. Рябовым под бинокуляром Bresser Advance ICD. планктонные фораминиферы (П Φ) – П.А. Прошиной под бинокуляром Motic SMZ-161. Детальное изучение раковин фораминифер проведено на сканирующих микроскопах TESCAN MIRA 2 LMU в лаборатории диагностики наноматериалов и структур СГУ им. Чернышевского и TESCAN VEGA-III в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН. Коллекция № 263/(БФ) насчитывает более двух тысяч экземпляров и хранится на кафедре Исторической геологии и палеонтологии СГУ им. Чернышевского, г. Саратов; коллекция № 4926 содержит 1809 экземпляров ПФ и хранится в лаборатории микропалеонтологии ГИН РАН. Палеоэкологический анализ сообществ фораминифер основан на определении таксономического разнообразия (количество родов), численности (фораминиферового числа), соотношения раковин БФ секреционного и агглютинированного типа, соотношения планктонных и бентосных фораминифер. Также выполнен морфофункциональный анализ

внутренняя сублитораль и верхняя батиаль сублитораль и средняя-верхняя батиаль сублитораль сублитораль и средняя-верхняя батиаль сублитораль сублитораль сублитораль и верхняя батиаль и средняяи средняяи средняясредняя-внешняя Условия обитания верхняя батиаль верхняя батиаль средняяверхняя батиаль внешняя -ведняявнешняя внешняя неглубокая неглубокая неглубокая инфауна эпифауна эпифауна/ инфауна эпифауна/ эпифауна/ глубокая инфауна мелкая инфауна инфауна глубокая инфауна планктон Образ жизни Praeglobobulimina Bolivinoides Angulogavelinella Pseudouvigerina Bulimina midwayensis Praebullimina Coryphostomma Lagena Quadrimorphina Globigerinidae Heterohelicidae Характерные представители Laevidentalina Frondicularia Dentalina Nodosaria Osangularia gracilis Pullenia Robulus Морфология раковин A. Индекс CH-B 5 CH-A3 CH-A 5 CH-B3 CH-B4 CH-B7 CH-B PF верхняя батиаль глубоководный с повышенным континентальный Весь шельф и низкое содержание от лагуны до абиссали органического содержанием сублитораль слабые течения органического сублитораль батиаль абиссаль прибрежнои верхняя батиаль и верхняя батиаль Условия обитания морские условия и абиссаль, вещества вещества шельф батиаль склон) эпифауна/ мелкая инфауна вертикально эпифауна эпифауна эпифауна эпифауна эпифауна плубокая инфауна эпифауна стоячая Образ жизни Verneuillina Reophax Ammomarginulina Remessella varians Psammosiphonella Spiroplectammina Spiroplectinella Характерные представители Ataxophragmium Ammobaculites turgida Globorotalites michelinianus Psammosphaera Karerruillina Anomalinoides Caudammina Ammodiscus Gyroidinoides pinguis Gavelinella Cibicides Stensioeina pommerana Bathysiphon Rhizammina Saccamina Rzehakina Dorothia Nothia Морфология раковин NO. 22 No. 1 Индекс CH-A2 CH-A1 M2a M2c M3a M4b M2b MI

КОРШУНОВ и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

492

Рис. 4. Морфогруппы верхнемеловых бентосных фораминифер (по [Koutsoukos, Hart, 1990; Frenzel, 2000; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017 и др.]), выявленные в разрезе горы Клементьева.

сообществ БФ — по [Koutsoukos, Hart, 1990; Nagy et al., 1995; Frenzel, 2000; Reolid et al., 2008; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017]. Выявленные морфогруппы фораминифер, как предполагается [Koutsoukos, Hart, 1990 и т.д.], связаны с различной стратегией добывания пищи, т.е. дают представление об образе жизни таксонов (рис. 4).

Зональное подразделение клементьевской свиты по комплексам агглютинирующих бентосных фораминифер (БФ) ранее было выполнено В.Н. Беньямовским [Копаевич и др., 2007]. И.П. Рябовым в обнажении "Б" (см. ссылку на рис. 3) прослежены те же зоны: Caudammina ovulum в интервале обр. 1-8, Remessella varians в интервале обр. 9-22 и Spiroplectammina spectabilis в интервале обр. 23-39 (см. рис. 3). Слои с Dorothia aff. pupa – Charoides trilatera нами в пачке IV не установлены. И.П. Рябовым проанализированы комплексы бентосных фораминифер с раковинами секреционного типа. В обнажении "А", в пачке I (интервал обр. н-1–н-2) выявлена зона Coryphostoma incrassata/ Bolivinoides miliaris LC16 (верхний кампан), а в обр. н-4 – зона Falsoplanulina multipunctata (=Brotzenella complanata) LC20 (нижний маастрихт) зональной схемы по бентосным фораминиферам [Беньямовский, 2008]. В обнажении "Б", комплекс БФ в пачках II-IV (интервал обр. 1-39) сопоставлен со слоями с *Gavelinella* sahlstroemi второй половины верхнего маастрихта, которые ранее были установлены в верхней части разреза Бешкош ЮЗ Крыма [Прошина, Рябов, 2023] (см. рис. 3).

Ранее в разрезе Бешкош по планктонным фораминиферам П.А. Прошиной были выделены слои с Laeviheterohelix glabrans (верхний кампан-нижний маастрихт) и слои с Guembelitria cretacea (верхний маастрихт) [Прошина, Рябов, 2023]. Слои с Lv. glabrans и слои с Gu. cretacea прослежены и в разрезе г. Клементьева, здесь виды-индексы появляются в основании обнажений "А" (пачка I, с уровня обр. н-1) и "Б" (пачка II, с уровня обр. 1) соответственно. Вместе с тем, в подошве пачки II (с уровня обр. 1), совместно с Gu. cretacea встречается вид-индекс Racemiguembelina fructicosa (Egger) одноименной верхнемаастрихтской зоны [Huber et al., 2008; Coccioni, Premoli Silva, 2015]. Его постоянная встречаемость установлена вплоть до кровли пачки IV (до уровня обр. 39), что позволяет ограничить возраст вмещающих отложений не древнее зоны R. fructicosa. В пачке IV (с уровня обр. 24) появляется вид-индекс терминальной зоны маастрихта Pseudoguembelina hariaensis [Nederbragt, 1991; Huber et al., 2008], что говорит о принадлежности вмещающих отложений (интервал обр. 24–39) к верхней части верхнего маастрихта (см. рис. 3).

Изучение наннопланктона из пород обнажения "Б", проведенное В.А. Мусатовым, подтвердило их позднемаастрихтский возраст. В основании пачки II (обр. 1) и выше по разрезу, вплоть до уровня обр. 24, определены типичные, хотя и весьма обедненные, позднемаастрихтские комплексы с единичными Nephrolithus frequens в основании этого интервала и достаточно обильными — в его верхней части, что соответствует нижней части подзоны СС26а (UC20b) [Sissingh, 1977; Barnet, 1998]. В пачке IV (с уровня обр. 25) появляются единичные экземпляры Cribrosphaerella daniae, что позволяет отнести данную часть разреза к верхней половине подзоны CC26b [Barnet, 1998] или основанию подзоны UC20d [Sissingh, 1977]. В пачке V (на уровне обр. 40) появляются характерные, но весьма обедненные, раннедатские комплексы, включающие очень редкие Cruciplacolithus primus и Cruciplacolithus intermedius, что позволяет отнести данную часть разреза к зоне NP2 [Martini, 1971] нижней части датского яруса (см. рис. 3).

Обращает на себя внимание резкое увеличение видового разнообразия комплексов на уровне обр. 24–25 в два-три раза. Если в нижней части разреза количество видов не превышает 9–15, то в указанных образцах достигает 24–25 видов. К этому же уровню приурочено и появление единичных *Cribrosphaerella daniae* (обр. 25). Не исключено, что нижняя граница подзоны UC20d соответствует уровню обр. 24, но вследствие плохой сохранности и ограниченного количества раковин данный вид на этом уровне не был обнаружен.

Начатое Г.Н. Александровой (ГИН РАН) палинологическое изучение пород из обнажения "А" показало присутствие в нем разнообразного в видовом отношении комплекса диноцист, в целом близкого к позднекампанским—раннемаастрихтским комплексам Бельгии, Франции [Slimani, 2000, 2001]. С учетом распространения руководящих видов, эта часть разреза может быть
отнесена к интервалу позднекампанской диноцистовой зоны Samlandia mayi (обр. н-1-н-2) – раннемаастрихтской подзоны Alterbidinium varium (обр. 3) шкалы [Slimani, 2001]. Комплекс диноцист в пачке II обнажения "Б" (обр. 3–1 и 3–3) на основании совместной встречаемости видов *Cerodinium speciosum* и *Isabelidinium cooksaniae* может быть сопоставлен с диноцистовым интервалом ДН-8 разреза Бешкош, выявленного в средней части пачки XXI–пачке XXII, датируемого верхним маастрихтом [Барабошкин и др., 2020].

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез вскрывается в юго-западном склоне горы Клементьева, имеет общую видимую мощность примерно 100 м, его отдельные составные части хорошо прослеживаются в глубоких промоинах (см. рис. 2). В основании склона наблюдается изолированный выход мергелей – обнажение "А" (45°00'17"N, 35°15'14"Е), видимой мощностью 4.5 м (см. рис. 26, 2в). Взаимоотношения с выше- и нижележащими породами неясные. Выше по склону (45°00'21"N, 35°15'15"E) вскрывается непрерывная глинисто-карбонатная толща с общим горизонтальным залеганием – обнажение "Б". Видимая мощность толщи 45 м, она отчетливо подразделяется на слои, которые могут быть сгруппированы в литологические пачки. Из них три пачки (всего около 30 м) образованы переслаиванием серых известняков и мергелей с плитчатой отдельностью, сформировавшейся при выветривании (см. рис. 2г, 2д). Выделение этих пачек обусловлено видимыми в разрезе текстурными различиями известняков и мергелей. Венчается разрез четвертой пачкой (15 м), образованной переслаиванием желто-серых песчаников и глин (см. рис. 2е).

По результатам биостратиграфического анализа по фораминиферам разрез отнесен к пограничному интервалу мела и палеогена. В обнажении "А" установлена граница между кампаном и маастрихтом, а в обнажении "Б" установлен верхнемаастрихтский-датский возраст отложений.

В разрезе, вскрывающемся в обнажении "А", выделена <u>пачка I</u>, которая сложена субгоризонтальными тонкоплитчатыми светло-серыми мергелями. Мощность слоев мергеля с разным характером плитчатой отдельности колеблется 0.2 до 0.8 м. Характер границы с вышележащими отложениями не установлен (в обнажении не вскрывается). Мощность пачки I – 4.5 м. Скрытый стратиграфический перерыв на рубеже кампана и маастрихта, установленный по фораминиферам, литологически не выражен.

Разрез, изученный в обнажении "Б", сложен более молодыми по возрасту верхнемеловыми породами и подразделяется на 4 литологические пачки.

Пачка II – глауконитсодержащий песчанисто-алевритовый планктоногенно-детритовый известняк-вакстоун (СаСО₃60-65%). Слоистость горизонтальная, мощность выделяемых слоев варьирует от 0.2 до 5.5 м. Отложения пачки II существенно биотурбированы, вплоть до полного нарушения первоначальной текстуры (см. рис. 2а). При петрографическом наблюдении видно, что карбонатный материал представлен незначительным количеством биокластов (до 3%), состоящих из фораминифер и обломков раковин более крупных моллюсков. Биокласты погружены в биомикритово-спаритовый матрикс, сформированный остатками наннопланктона и кристаллами перкристаллизованного кальцита. Терригенная примесь представлена фракцией от крупного алеврита до мелкозернистого песка (0.05-0.15 мм), с незначительным количеством глинистого материала. Весь обломочный материал средне- и хорошо окатанный. хорошо сортированный; состоит из кварца (35-40%), глауконитовых глобуль и их обломков (2-5%), редко встречаются зерна кислого плагиоклаза (<1%). Глауконит, судя по той же размерности зерен, что и у терригенного кварца, скорее всего является переотложенным из других фациальных обстановок палеобассейна и транспортировался вместе с терригенным обломочным материалом. Глинистый материал состоит из смектита, каолинита и хлорита. Такой минеральный состав глинистой фракции характерен для всех типов пород изученного разреза.

Видимая мощность пачки II – 8.25 м. По биостратиграфическому возрасту она соответствует нижней части верхнего маастрихта.

Граница между пачками II и III горизонтальная и трассируется слоем (0.01 м) темно-серой глины.

<u>Пачка III</u> сложена переслаивающимися серыми глауконитсодержащими песчанистыми планктоногенно-детритовыми известняками-пакстоунами (CaCO₃ 48–52%) и светло-серыми глауконитсодержащими мергелями (CaCO₃ 30–45%). Мощность выделенных слоев известняков и мергелей варьирует от 0.6 до 2.25 м, между слоями прослеживаются

горизонтальные границы, иногда трассируемые тонкими (до 0.01 м) прослойками серых глин. Как известняки, так и мергели значительно биотурбированы. При петрографическом наблюдении видно, что карбонатный материал представлен биокластами фораминифер и обломками крупных раковин моллюсков (до 1%), которые погружены в биомикритово-спаритовый цемент, сложенный остатками наннопланктона и продуктами его частичной перекристаллизации – кристаллами кальцита (см. рис. 26). Терригенная примесь представлена тонкопесчаным (0.1-0.2 мм) обломочным материалом, окатанным и хорошо сортированным; присутствует незначительная примесь глинистого материала. Минеральный состав обломочного материала такой же, как в пачке III.

Видимая мощность пачки III — 5.75 м. По возрасту она отнесена к верхней части верхнего маастрихта. Граница между пачками III и IV отчетливая, субгоризонтальная.

<u>Пачка IV</u> — глауконитсодержащий песчанисто-алевритовый планктоногенно-детритовый известняк-вакстоун (CaCO₃ 52—55%) с редкими маломощными прослоями мергелей (CaCO₃ 35— 40%). Пачка IV литологически схожа с пачкой II (см. рис. 2в), но отличается более редкими прослоями мергелей; вверх по разрезу она полностью переходит в мергели (верхние 6 м) с многочисленными вертикальными ходами илоедов и прослоями желто-серых глин. Известняки тонкослоистые, мощность выделенных слойков от 0.02 до 0.2 м. Вверх по разрезу постепенно уменьшается содержание терригенной примеси (от 35% у подошвы до 15% у кровли).

Видимая мощность пачки составляет около 31 м, кровля пачки представляет собой бугристую эрозионную поверхность. Пачка IV по биостратиграфическому возрасту отнесена к терминальному маастрихту.

<u>Пачка V</u> – переслаивание серо-желтых мелкозернистых известковистых (CaCO₃8–20%) полевошпат-кварцевых песчаников с глауконитом и серо-желтых известковистых глин. Мощность слоев колеблется от 0.25 до 1.8 м, границы четкие, горизонтальные; какой-либо закономерности в изменении мощности слоев обнаружено не было. В песчаниках, как правило, наблюдаются горизонтальные ходы илоедов, которые выполнены порошкообразной массой гидроксидов железа. Но в целом отложения пачки V биотурбированы в меньшей степени, чем нижележащие породы, в них сохраняются реликты первичной микрослоистости). Содержание терригенного материала в песчаниках составляет от 65 до 85 об. % и уменьшается вверх по разрезу. Местами песчаники приобретают зеленовато-желтый оттенок из-за увеличения содержания глауконита (до 5-7 об. %), что особенно отчетливо вблизи основания пачки по появлению зеленой пятнистости. Глины, напротив, практически лишены примеси глауконита и алеврито-песчаного терригенного материала. При петрографическом исследовании песчаников установлено, что субпараллельные микрослойки, состоящие из обломочного материала (0.1-1 мм) разделяются тонкими (0.05-0.15 мм) прослоями глинистого материала (см. рис. 2г). Песчаники состоят преимущественно из кварца (75-80%), в значительных количествах присутствует кислый плагиоклаз (до 5%). Помимо них присутствует аутигенный глауконит (до 4%) в виде мелких (0.1–0.15 мм) глобуль, и единичные удлиненные чешуйки гидрослюд. Обломки плохо- и среднеокатаны, но при этом хорошо сортированы. Размер обломков 0.15-0.4 мм. Встречаются карбонатные биокласты, представленные фораминиферами (до 1%). Обломочный материал цементируется глинисто-карбонатным веществом, при этом карбонатная часть цемента преимущественно спаритовая. Глинистый материал распределен неравномерно, в основном он разделяет песчаные слойки, но также присутствует в смеси с карбонатным веществом.

Мощность пачки — 16.6 м. Пачка V отнесена к нижнему данию.

Таким образом, пачки I–IV сложены карбонатными породами, которые, начиная с пачки II, заметно обогащены переотложенным глауконитом. По структуре в основном это вакстоуны и пакстоуны. Содержание терригенного обломочного материала в них колеблется от 35 до 50%, однако в верхней части (5 м) пачки IV отмечается постепенное уменьшение содержания терригенной примеси с 35 до 15% вверх по разрезу. Во всех типах карбонатных пород при петрографическом изучении наблюдается значительная биотурбация. Минеральный состав обломочного материала в отложениях пачек I–IV не изменяется.

Пачка V принципиально отличается от нижележащих. Она сложена мощными пластами серо-желтых известковистых песчаников с горизонтальными ходами илоедов, с прослоями серо-желтых глин. Карбонатность песчаников не превышает 25%. Степень биогенной переработки песчаных осадков была значительно ниже, вследствие чего в них сохранилась первичная горизонтальная микрослоистость, обусловленная присутствием в них очень тонких (0.1 мм) слойков глин. В песчаниках обычно присутствуют аутигенные зерна глауконита, размерность которых (до 0.5 мм) заметно превышает размерность терригенных обломков, такие глобули не были встречены в нижележащих отложениях.

Граница кампанского и маастрихтского ярусов в изученном разрезе литологически не выражена, а мел-палеогеновая проявляется в виде размыва, представленного бугристой эрозионной поверхностью.

Особенности строения разрезов, текстурно-структурных характеристик и минерального состава изученных маастрихтско-датских отложений позволяют выделить следующие литотипы.

1. Известняки-вакстоуны с микроспаритовым цементом. Содержание карбонатного вещества 55-65%. Количество обломочного материала не превышает 35% и представлено алевритовой и мелкопесчаной фракцией преимущественно кварцевого состава, с примесью глауконита и незначительной примесью плагиоклаза; биокластов не более 2-5%. Глауконит, судя по размерности и форме зерен, является переотложенным. Обломочный материал преимущественно среднесортированный и среднеокатанный. В основном этим литотипом сложены пачки II и III.

2. Песчанистые известняки-пакстоуны с микроспаритовым цементом. Имеют ряд общих черт с литотипом 1, но отличаются меньшим содержанием карбонатного материала (48–52%), более высоким содержанием терригенной примеси (35–50%) и меньшим количеством биокластов (1%). Терригенная примесь того же состава, что и в литотипе 1 (в т.ч. переотложенный глауконит), но обломки отличаются лучшей сортировкой. Литотип 2 участвует в строении исключительно пачки III.

3. Переслаивающиеся известковистые полевошпат-кварцевые песчаники с глауконитом и известковистые глины. Характеризуются в целом невысоким содержанием карбонатного вещества (до 25%) и преобладанием терригенного обломочного материала (до 85%). В минеральном составе, в отличие от литотипов 1 и 2, увеличивается количество плагиоклаза (до 5%) и появляется аутигенный глауконит (2–5%). Литотип 3 соответствует пачке V.

4. Тонкослоистые мергели. Содержание карбонатного вещества 30–40%, обломочного материала 20–35%. Минеральный состав обломочного материала такой же, как в литотипе 1, однако доминируют обломки алевритовой размерности. Пачка I полностью сформирована литотипом 4; вместе с тем, он присутствует в пачках II и IV в виде отдельных слоев, мощностью от 0.25 до 5 м.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРАМИНИФЕР ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

Бентосные фораминиферы

В разрезе горы Клементьева сообщества бентосных фораминифер представлены видами с раковиной секреционного и агглютинированного типа. Анализ вариаций родового разнообразия по разрезу позволил оценить гидрологические характеристики палеобассейна, а также оценить степень влияния глобальных и локальных событий на закономерности распространения сообществ БФ в позднемаастрихтском палеобассейне.

Установленные в разрезе горы Клементьева сообщества БФ отличаются высокими разнообразием (в среднем по изученному стратиграфическому интервалу 10-15 родов) и численностью (в среднем 500-2000 раковин/г). Низкие значения фораминиферового числа характерны лишь для пачки IV (40-110 раковин/г) (рис. 6). Изученные в разрезе БФ принадлежат к семействам как агглютинирующих Rhabdamminidae, Rhizamminidae, Psammosphaeridae, Saccaminidae, Hormosinellidae, Ataxophragmiidae, Spiroplectamminidae, Ammodiscidae, Globotextulariidae, Eggerellidae, Lituolidae, Verneuillinidae, Reophacidae, так и секрецирующих Globorotalitidae, Cancrisidae, Cibicididae, Anomalinidae, Vaginulinidae, Gavelinellidae, Vaginulinidae, Nodosariidae, Pulleniidae, Quadrimorphinidae, Turrilinidae, Buliminidae, Bolivinoididae, Bolivinitidae, Alabaminidae, Rzehakinidae форм. Раковины из нижней части обнажения "Б" (пачки II-IV) характеризуются

Рис. 5. Микрофотографии петрографических шлифов маастрихтских и датских пород разреза горы Клементьева (слева – при параллельных николях, справа – в скрещенных николях, с увеличением).

а – известняки-вакстоуны пачки II (обр. 6); б – известняки-пакстоуны пачки III (обр. 17); в – мергели (вакстоуны) верхней части пачки IV (обр. 37); г – глауконитсодержащий полевошпат-кварцевый песчаник пачки V (обр. 42). Вf – бентосные фораминиферы, Pf – планктонные фораминиферы, Qz – кварц, Glt – глауконит, Mica – гидрослюда, Pl – плагиоклаз.



хорошей сохранностью. Плохая сохранность раковин из пачки V, вероятно, связана с их переотложением и/или активной гидродинамикой в исследуемой части палеобассейна.

По морфологии раковины выявлены морфогруппы БФ [Setoyama et al., 2017] секрецирующих и агглютинирующих форм (см. рис. 4). Морфогруппы выделялись на основе морфофункционального анализа: форма раковины, как предполагается, связана со стратегией добывания пищи (типом питания) [Koutsoukos, Hart, 1990; Nagy et al., 1995; Frenzel, 2000; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2017 и др.]. Представители морфогрупп M1, M2b, M2c, M3a, CH-A 1, СН-А 2 и СН-В7 относятся к эпифауне, М2а, CH-A 3, CH-A 5, CH-B1, CH-B3 – к эпифауне или мелкой инфауне, M4b, CH-B4, CH-B5 – к глубокой инфауне. Доминирующий практически в каждом образце морфотип М4b (семейства Globotextulariidae, Eggerellidae, Lituolidae, Verneuillinidae, Reophacidae) характеризует нормальную аэрацию осадка, т.е. исключает эвтрофную, застойную обстановку.

Анализ доминирования различных морфогрупп в отложениях изученного разреза позволил выделить несколько этапов развития сообществ БФ.

<u>Первый этап</u> (пачка II — основание пачки IV, обр. 1—17) отвечает началу позднего маастрихта. Породы характеризуются преимущественно низкой численностью БФ (в среднем 760 раковин/г) и относительно невысоким видовым разнообразием (в среднем 8—12 родов). Отмечается два аномальных эпизода: ранний, с высоким разнообразием (на уровне обр. 1, 22 рода), и поздний, с высокой численностью (в интервале обр. 11-13, 970—2890 раковин/г породы), средним разнообразием (11—12 родов).

Комплекс примерно в равной степени представлен секрецирующими и агглютинирующими Б Φ , с незначительным увеличением числа первых в обр. 4. Среди агглютинирующих преобладает морфогруппа М4b (59–100%). На уровне обр. 2, 7 и 12 увеличивается содержание М2а (до 55%). Секрецирующие формы представлены следующими морфогруппами: CH-A1, CH-A2, CH-A3, CH-A5, CH-B1, CH-B3, CH-B4, CH-B5 (см. рис. 4, 6). В сообществах отчетливо проявлены три фазы: первая (обр. 1–8) без доминантов, вторая (обр. 9-13) с доминированием CH-B1 (семейство Nodosariidae, до 67%) и третья (обр. 14-17) с доминированием СН-А2 (Cancrisidae, *Cibicididae* и *Anomalinidae* до 42–48%). Первый этап отличается низкой долей эпифауны (роды Gavelinella, Brotzenella, Cibicidoides, Alabamina, Stensioeina). При этом, в начале этапа наблюдается ее снижение с 25% (интервал обр. 1–3) до 3% (интервал обр. 4–13), с последующим восстановлением до 24–27% (обр. 14–17). Преобладают (73–97%) сообщества инфауны, среди которых значительную часть составляют представители глубокой инфауны: Remessella, Gaudryina, Dorothia, Tritaxia, Marssonella, Arenobulimina, Gerochammina, Hormosina, Reophax, Subreophax, Bulbobaculites, Ammobaculites.

Второй этап (пачка IV, обр. 18-39) соответствует второй половине позднего маастрихта. На его ранней стадии (интервал обр. 18–27) численность БФ значительно увеличивается (до 1220 раковин/г). Начало поздней стадии ознаменовано их высоким обилием (до 2000 раковин/г), которое постепенно уменьшается (до 340 раковин/г, обр. 37). Аналогичный тренд демонстрирует видовое разнообразие: в целом увеличивается на ранней стадии и затем постепенно снижается. Исключением является аномальный эпизод (интервал обр. 28–29), когда на фоне максимальной численности наблюдается минимальное разнообразие. В целом, комплекс примерно в равной степени содержит агглютинирующие и секрецирующие раковины с доминированием представителей инфауны морфогруппы М4b.

Примечательно, что на уровнях обр. 18, 20, 21, 27, 34 и 39 доминант М4b меняется на эпифаунных фораминифер агглютинирующего типа *Rhizammina* (морфогруппа М1) до 81–89%. Морфогруппа М1 объединяет прямостоящие трубчатые раковины, которые характерны для континентального склона и его подножья с постоянными (контурные) или периодическими (турбидитные) течениями и низким содержанием органического вещества вблизи морского дна [Kaminski et al., 2005]. В конце этапа (обр. 32–39) доля эпифауны увеличивается до 36–48% за счет секреционно-известковых представителей (морфогруппа CH-2).

Соответственно, интервалы с доминированием инфауны (морфогруппы M4b, CH-B4, CH-B5) показывают нормальный уровень кислорода и олиготрофную обстановку во время формирования пачки IV; в то время как уровни с доминированием эпифауны — рост трофности и дизоксидную обстановку.

<u>Третий этап</u> (пачка V, обр. 40–45) соответствует нижнему данию, и выделен по наименьшему разнообразию и численности БФ. Следует отметить, что в обр. 40 численность БФ

498

максимальна (1840 раковин/г). В обр. 41 доля агглютинирующих возрастает до 93% за счет глубокой инфауны морфогруппы М4b и мелкой инфауны M2a (*Psammosphaera*), последняя составляет до 29–45%. Среди секрецирующих в обр. 39 и 45 доминируют представители морфотипа CH-B7 (инфаунный *Osangularia*, до 37%), а в обр. 41 и 42 – CH-A3 (эпифауна/мелкая инфауна, до 14%).

Представители рода *Psammosphaera* обладают способностью повторно заселять нарушенную поверхность субстрата [Kaminski, 1985; Kaminski et al., 1988, 1995]. Поэтому сообщества, в которых они преобладали, могли существовать в условиях активной гидродинамики вод (например, волновое воздействие или подводные течения).

Согласно проведенному морфофункциональному анализу выделенные 3 этапа развития бентосных фораминифер связаны с разными палеоэкологическими обстановками. Агглютинирующие раковины в пачках II-V составляют около 40-60% от общего количества БФ и отличаются относительно высоким видовым разнообразием, что согласуется с результатами предылуших исследователей [Копаевич и др., 2007]. Такие сообщества обычно ассоциируются с обстановками континентального склона [Sliter, Baker, 1972; Kaminski, 1988; Kaminski et al., 2005]. Исходя из видового состава комплексов, сообщества БФ из клементьевской свиты можно отнести к "ассоциации Marssonella", выделяемой Д. Хейгом [Haig, 1979] в пределах открытого континентального шельфа или более широко – для глубин шельфа и континентального склона. Значительное содержание представителей секрецирующих форм Nodosariidae, Turrilinidae, Buliminidae (морфотипы CH-B-1, СН-В-4, глубокая инфауна) и агглютинирующих Rhabdamminidae, Verneuillinidae, Reophacidae (Mopфотип М4b, глубокая инфауна) указывает на обстановки внешнего шельфа-верхней батиали [Haig, 1979; Cetean et al., 2011].

Принципиальные отличия в сообществах БФ второго (IV пачка) и третьего этапов (V пачка) напрямую связаны с мел-палеогеновым событием (глобальная регрессия) [Соссіопі, Marsili, 2007]. В раннем дании реконструируется мелководный бассейн (по полному исчезновению планктонных фораминифер) с активной гидродинамикой (по доминированию *Psammosphaera*).

Планктонные фораминиферы

Таксономическое разнообразие и численность планктонных фораминифер из обнажения "А" (обр. н-1 н-4) весьма схожи с нижней частью слоев с *Laeviheterohelix glabrans*, которые ранее были выделены нами в кудринской и бешкошской свитах в пачках XIX–XX (по [Алексеев, 1989]) разреза Бешкош ЮЗ Крыма [Прошина, Рябов, 2023].

Анализ планктонных фораминифер из клементьевской свиты (обнажение "Б") основан на видовом разнообразии и численности, а также на количественном соотношении морфогрупп планктонных фораминифер и отношении $\Pi \Phi \ \kappa \ \Phi \Phi$ (см. рис. 3). Здесь важно отметить, что в исследованных отложениях в целом преобладают крайне мелкие раковины (обычно до 0.1 мм) спирально-винтовых ПФ. Разнообразие было подсчитано для фракции >0.063 мм на основании определения первых отобранных 300 раковин из каждого образца, вне зависимости от их сохранности (см. рис. 3). Следует отметить, что сохранность фораминифер часто средняя, что выражено присутствием обломков раковин ПФ без следов их перекристаллизации, а наннопланктона – и вовсе плохая. Можно сделать предположение об автохтонности раковин и их фрагментов, но сохранение зональной последовательности (и фораминифер, и наннопланктона) в изученном разрезе указывает только на придонный перемыв осадка без существенного перемешивания.

Разнообразие планктонных фораминифер и их численность в верхнем маастрихте Восточного Крыма оказались на порядок выше, чем в Юго-Западном [Прошина, Рябов, 2023]. Спирально-винтовые формы представлены 9 родами: двухрядных *Pseudoguembelina* Brönnimann et Brown, Planoheterohelix Georgescu et Huber, Laeviheterohelix Nederbragt, Hartella Georgescu et Abramovich, Praegublerina Georgescu, Saupe et Huber, Braunella Georgescu, *Pseudotextularia* Rzehak, и многорядных Planoglobulina Cushman и Racemiguembelina Montanaro Gallitelli. На фоне постоянного присутствия во всех образцах трехрядного вида-оппортуниста терминального мела Guembelitria cretacea Cushman [Keller et al., 2018], в комплексах ПФ преобладают гетерогелициды (см. рис. 3), и вверх по разрезу их разнообразие растет за счет постепенного появления многорядных таксонов и планомерного развития рода *Pseudoguembelina*. Второстепенное значение в комплексах имеют соразмерные им спирально-плоскостные формы Planohedbergella Boudagher-Fadel, Banner, Whittaker, et McCarthy и спирально-конические глобигерины родов Archaeoglobigerina Pessagno, Rugoglobigerina Brönnimann, Rugotruncana Brönnimann et Brown и Trinitella Brönnimann, а также мелкие раковины

Globotruncanella Reiss. Этим родам сопутствуют редкие, но типичные для маастрихтских отложений Тетической области глоботрунканы Abathomphalus Bolli, Loeblich, et Tappan, Globotruncana Cushman, Contusotruncana Korchagin и Globotruncanita Reiss.

Прогрессирующее развитие планктонных фораминифер в позднем маастрихте (пачки II–IV, обр. 1-39) указывает на стабильные условия осадконакопления и благоприятную палеоэкологическую обстановку, которая определялась значительной удаленностью от берега, довольно значительными глубинами и высокой биопродуктивностью фотического слоя, что наиболее близко соответствует переходной зоне континент-океан. Кратковременные резкие флуктуации численности ПФ можно объяснить изменением содержания карбонатного вешества, но не перестройкой комплексов планктонных фораминифер. Нужно отметить, что нижняя часть обнажения (пачка II) насыщена только мелкими раковинами плохой сохранности, что может указывать на протекающие процессы переотложения.

Выявленные в пачках II-IV комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, типичным для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики [Huber et al., 2022]. Разнообразие гетерогелицид в клементьевской свите сопоставимо с установленным в классическом пелагическом разрезе Губбио, Италия [Premoli Silva, Sliter, 1995; Coccioni, Premoli Silva, 2015]. Тем не менее, в разрезе горы Клементьева численность раковин глоботрунканид на порядок меньше. В терминальной части пачки IV не выявлена зона терминальной части маастрихта Plummerita hantkeninoides [Pardo et al., 1996] по $\Pi \Phi$, а также не установлены признаки кризиса планктонных сообществ рубежа мелапалеогена [Keller, MacLeod, 1995; Keller, 2002; Abramovich, Keller, 2003; Keller et al., 2018 и др.]. В пачке V (начиная с уровня обр. 40) планктонные фораминиферы не были встречены, и в ней авторами установлена зона NP2 (нижний даний) по известковому наннопланктону. Таким образом, нами выявлено отсутствие терминальной части маастрихта и базальных горизонтов дания в разрезе горы Клементьева, в объеме не менее интервала зон P. hantkeninoides (по $\Pi \Phi$) и NP1 (по наннопланктону).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

Анализ содержания основных петрогенных и рассеянных элементов в верхнемеловых породах,

и их распределение по разрезу горы Клементьева указывают на нормальный химический состав всех представленных в разрезе литотипов по сравнению с усредненным составом континентальной коры (по [Wedepohl, 1995]), а небольшие отклонения в поведении отдельных элементов не имеют существенного индикаторного значения. Так, по результатам расчета коэффициента обогащения EF для основных петрогенных элементов (Si, Fe, Ti, Mn, K, Al), значения попадают в диапазон 0.5-5 и являются нормальными показателями для большинства осадочных пород [Turgeon, Brumsack, 2006]. С другой стороны, элементы P, Cu, Ni и Zn, которые прямо или косвенно связаны с биопродуктивностью [Bruland, 1980; Coleman, 1998; Cárdenas, Harries, 2010; Sweere et al., 2023]), демонстрируют положительные аномалии (ЕГ от 6 до 100), что является нормальным для биогенных карбонатных отложений. В связи с тем, что использование значений EF. характеризующих степень обогашения или обеднения осадка тем или иным элементом, в большинстве случаев не дает полной информации об условиях осадконакопления, мы использовали также и геохимические параметры Zr/Al, Ti/ Al, Si/Al и Fe/Mn (рис. 7).

Ті и Zr – химически инертные элементы, которые обычно накапливаются в устойчивых минералах тяжелой фракции осадков (циркон, анатаз, рутил, брукит и т.д.), кроме того, Ті часто входит в состав глинистых минералов. Эти элементы, как правило, попадают в осадок вместе с терригенным материалом [Wagreich, Koukal, 2020 и мн. др.]. Обычно используют нормированные на алюминий значения, которые позволяют пренебречь влиянием на химический состав автохтонного бассейнового материала (биогенных карбонатов и кремнезема, а также ряда аутигенных минеральных образований). Таким образом, Ti/Al и Zr/Al – показатели интенсивности привноса терригенного материала в ту или иную часть палеобассейна. и в определенной степени индикаторы палеоклиматических обстановок. так как количество сносимого с суши обломочного материала зависит от интенсивности разрушения материнских пород, что контролируется климатическими факторами. Параметр Ti/Al, по сравнению с Zr/Al, в большей степени зависит от материала источников сноса и от климатических особенностей плошади сбора [Лисицын, 1978; Юдович, Кетрис, 2011; Енгалычев, Панова, 2011; Wagreich, Koukal, 2020].

Известняки пачки II характеризуется минимальными значениями Zr/Al, в известняках и мергелях пачек III и IV он несколько



Рис. 6. Изменения в структуре сообществ бентосных фораминифер разреза горы Клементьева. Графики разнообразия и численности бентосных фораминифер, динамики соотношения агглютинирующих (аггл.) и секретирующих (секр.) бентосных фораминифер, количественные изменения морфогрупп бентосных фораминифер. D. = Dorothia, C. = Charoides. Синими линиями показаны границы этапов развития сообществ БФ. Условные обозначения см. рис. 3.

возрастает, однако в верхней части пачки IV, в слое мергелей, вновь опускается до практически минимальных значений. Для песчаников пачки V характерны наибольшие значения Zr/Al в разрезе, причем у основания пачки фиксируются максимальные значения.

Для Ti/Al выявлены характерные изменения, которые коррелируются с литологическими изменениями, положенными в основу выделения пачек.

В известняках и мергелях пачки II наблюдается высокая вариабельность значений Ti/Al (от 0.24 до 0.52), а выше по разрезу в известняках и мергелях пачки III и в нижней части пачки IV (вплоть до слоя 13, см. рис. 7) значения Ti/Al в целом уменьшаются, вместе с этим уменьшается разброс значений (0.15–0.29). В верхней части пачки IV (мергели слоя 14) среднее значение и диапазон вариабельности продолжают уменьшаться (0.13–0.23). В пачке V установлены минимальные значения Ti/Al (0.11–0.15).

Для оценки гидродинамической активности и относительной глубины осадконакопления были рассчитаны отношения Si/Al и Fe/Mn (см. рис. 7). При отсутствии породообразующих кремневых организмов и постоянных источниках сноса терригенного материала, можно считать, что колебания значений Si/Al обусловлены изменениями гидродинамического режима



Рис. 7. Распределение величин геохимических показателей Ti/Al, Zr/Al, Si/Al, Fe/Mn и значений δ^{18} O и δ^{13} C (в карбонатах) в маастрихтско-датских породах разреза горы Клементьева. Условные обозначения см. рис. 3.

в морских обстановках осадконакопления, т.е. чем шире диапазон колебаний этого показателя, тем выше гидродинамическая активность. Fe/Mn — показатель глубины осадконакопления, основанный на изменении валентностей этих элементов и, следовательно, перехода из растворимой формы в нерастворимую [Резников, 1962; Юдович, Кетрис, 2011]. Чем ниже это отношение, тем в более глубоководном бассейне происходило накопление осадков.

В пачках II–IV значения Si/Al почти не изменяются, но отмечается относительно небольшой разброс значений (2.85–4.26), за исключением верхней части пачки IV (слой 14), где они слабо изменяются (2.71–3.62). На границе пачек IV и V (обр. 2–4 и 2–5, см. рис. 7) значения Si/Al резко увеличиваются до 5.88 и остаются приблизительно на этом уровне вплоть до кровли пачки V.

Тренд изменений отношения Fe/Mn близок к Si/Al. Несмотря на вариации этого показателя, в разрезе можно выделить два геохимических интервала с разным уровнем его значений: первый — пачки II–IV, где Fe/Mn колеблется в диапазоне 7.39–21.26; и второй — пачка V, где значения Fe/Mn более высокие, а изменения происходят в диапазоне 22.60–56.93.

Как было установлено петрографическими и рентгеноструктурными методами, минеральный состав обломочного материала один и тот же в гранулометрически различных отложениях всего изученного разреза, поэтому можно считать, что источники сноса не менялись на протяжении всего времени накопления пачек II-V. Таким образом, по-видимому, установленные колебания Ti/Al могли быть обусловлены изменениями интенсивности привноса терригенного материала, флуктуациями климата или изменяться под влиянием обоих факторов. В работе М. Вагрейха и В. Кьюкал, посвященной геохимии меловых пелагитов [Wagreich, Koukal, 2020], было отмечено, что уменьшение значений Ti/Al происходит также и при переходе от прибрежно-морских к мелководным и глубоководным морским обстановкам.

Так как и Zr/Al, и Ti/Al характеризуют терригенный материал, особенности их распределения по разрезу можно объяснить сходными факторами. На протяжении формирования пачки II накопление терригенного материала

практически не происходило, а начиная с пачки III привнос его несколько активизировался. Такой режим сохранялся до окончания накопления средней части пачки IV (слоя 13), после чего количество поступающего терригенного материала постепенно уменьшалось до окончания формирования этой пачки. Начало формирования пачки V характеризовалось резко возросшей интенсивностью терригенного сноса, которая позднее уменьшалась. Значение параметра Ti/Al постепенно уменьшается от основания пачки II до кровли разреза, что можно интерпретировать как свидетельство аридизации климата в пределах территории источников сноса, увеличения глубины осадконакопления или изменения скорости накопления карбонатного вещества. Стоит отметить, что значения Ti/Al, рассчитанные для отложений пачки V, не могут напрямую сравниваться со значениями в нижележащих отложениях.

С учетом данных петрографических исследований, анализа размерности и степени сортированности обломочного материала, поведение геохимического показателя Si/Al можно объяснить следующим образом. Пачки II–IV накапливались в спокойной гидродинамической обстановке, однако для пачки III реконструируется относительно более активная гидродинамическая среда. Осадконакопление слоя 14 пачки IV протекало в наиболее гидродинамически спокойных условиях, в то время как пачки V – при заметно более активном гидродинамическом режиме.

Анализ распределения значений Fe/Mn по разрезу позволил подтвердить разделение отложений, накапливавшиеся в глубоководных условиях (пачки II–IV) и в мелководных обстановках (пачка V), которое было выполнено по литологическим и палеоэкологическим признакам.

Таким образом, изменения значений выбранных геохимических показателей, величин содержания карбонатного вещества и количества обломочного материала в отложениях позволили подразделить разрез на два литостратиграфических и, соответственно, геохимических интервала, сложенных генетически различными морскими отложениями: нижний – пачки II– IV и верхний – пачка V. Нижний формировался в глубоководных условиях, при слабой динамике водных масс, верхи пачки IV по геохимическим параметрам являются наиболее "глубоководными" и, по видимому, накапливались в спокойной гидродинамической обстановке на фоне низких скоростей поступления терригенного материала. Верхний интервал (пачка V), напротив, формировался в обстановках мелководья с заметно более высокой гидродинамической активностью.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА

Изотопный состав углерода и кислорода был проанализирован в 45 образцах, отобранных в верхней части разреза (обнажение горы Клементьева. Общий разброс значений δ^{13} С находится в интервале от 1.0 до 2.2‰, а значений δ^{18} О – от –9.5 до –1.3‰.

Профиль кривой изменения значений δ^{13} С по разрезу, вскрывающемуся в обнажении "Б", разбивается на четыре отрезка (см. рис. 7).

В нижних 15 м (известняки и мергели пачки II и III) величины δ^{13} С (2.0–2.2‰) изменяются незначительно, диапазон колебаний лежит в пределах аналитической ошибки. В нижней части пачки IV и значения δ^{13} С снижаются до 1.7...1.8‰ и остаются такими на протяжении 10 м разреза, возвращаясь к 2.0...2.2‰ в верхних 20 м пачки IV. С подошвой дания (основание пачки V) совпадает следующий, более значительный по амплитуде сдвиг значений изотопно-углеродной кривой, связанный с уменьшением величин δ^{13} С до 1.4–1.7‰, с минимальным значением 1.0‰. На границе маастрихта и дания, как было показано выше, происходит резкое уменьшение карбонатности пород.

Установлено, что корреляция между изотопным составом углерода и кислорода отсутствует. В нижней части изученного разреза доминирующая часть образцов (обр. 1–28) ограничена величинами $\delta^{18}O = -2.2...-1.2\%$. Выше по разрезу (интервал обр. 28–45), на фоне этого плато, в пределах которого разброс точек носит хаотический характер, отмечаются резкие отрицательные экскурсы $\delta^{18}O$, амплитуда которых увеличивается в верхней части разреза, достигая минимума (–9.3‰), в пачке V.

Для расчета температур образования карбонатов использовалась формула [Epstein et al., 1953]:

$$T (^{\circ}C) = 16.5 - 4.3(\delta^{18}O_{carb} - \delta^{18}O_{w}) + 0.14(\delta^{18}O_{carb} - \delta^{18}O_{w})^{2},$$

где $\delta^{18}O_{carb}$ – измеренная величина в карбонате, а $\delta^{18}O_w = -1.1\%$ – изотопный состав воды в "ice

free" Меловом океане, который, согласно современным представлениям [Grossman, Joachimski, 2020] был обеднен по сравнению с современным на 1.1‰ ввиду отсутствия покровных ледников в Антарктиде и Гренландии.

Для большинства проб из обнажения "Б" на уровне плато рассчитанные температуры образования карбонатов составляют $20 \pm 2^{\circ}$ С, что указывает на субтропические/тропические палеообстановки в бассейне. Резкие уменьшения значений не подлежали температурной интерпретации, так как они не дают достоверных результатов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточного Крыма имеют долгую историю изучения, однако работы предшественников выполнены с разной степенью детальности и в некоторых выводах противоречат друг другу.

В работе Н.И. Маслаковой [1959] маастрихтские и датские отложения восточного Крыма описаны в обнажениях горы Коклюк, горы Клементьева и Белый Яр (Феодосия). Маастрихтские отложения залегают преимушественно на кампанских породах или на более древних. Разрезы маастрихта сложены в основании известняками и мергелями, переходящими в известковистые песчаники. Согласно Н.И. Маслаковой, датские отложения восточного Крыма согласно залегают на маастрихтских, сложены песчанистыми мергелями с прослоями известковистых песчаников и насыщены глауконитом. В работе А.С. Алексеева с коллегами [2005] маастрихтская часть разреза горы Клементьева упоминается как ритмично чередующаяся толща мергелей и алевритов с прослоями, насыщенными глауконитом, которая залегает на отложениях альба.

Наиболее полно разрез горы Клементьева описан в работе Е.В. Яковишиной, Л.Ф. Копаевич с коллегами [Яковишина и др., 2008]. Согласно этой работе, маастрихтские отложения залегают на альбе, в основании разреза установлены мергели, которые вверх по разрезу сменяются переслаивающимися алевритовыми и глинистыми известняками. Вблизи кровли маастрихтских отложений в толще известняков появляются прослои известковистых песчаников и увеличивается содержание глауконита. Датские отложения отделяются от маастрихтских поверхностью отчетливо выраженного несогласия и представлены чередующимися мшанково-криноидными известняками и мергелями.

Е.В. Яковишина с соавторами [Яковишина и др., 2008] выделяет в разрезе горы Клементьева пять литотипов: 1) иловый известняк (мадстоун), 2) зернисто-иловый известняк (вак-мадстоун), 3) алевритистый известняк (вакстоун), 4) песчанистый известняк (пакстоун), 5) кварц-глауконитовый песчаник. С учетом структурно-текстурных особенностей пород и анализа фораминиферовых сообществ в работе были реконструированы обстановки седиментации. Так, по данным Е.В. Яковишиной с соавторами [Яковишина и др., 2008], маастрихтская часть разреза формировалась в обстановках глубоководного шельфа, которые к рубежу маастрихта-дания постепенно сменились на верхнюю часть континентального склона. Датские отложения накапливались в условиях мелководного шельфа.

Полученные нами данные о структурно-текстурных особенностях и минеральном составе отложений, а также выводы из анализа сообществ фораминифер несколько отличаются от приведенных в работах предшественников.

По результатам биостратиграфического исследования клементьевская свита залегает на глинисто-карбонатных отложениях пограничного интервала кампана-маастрихта, хотя соотношение между обнажениями "А" и "Б" установить не удалось. Нужно отметить, что так же, как и в Ю-3 Крыму, рубеж кампана и маастрихта ознаменован здесь скрытым стратиграфическим перерывом в объеме не менее двух зон по БФ [Барабошкин и др., 2020; Прошина, Рябов, 2023], который не проявлен литологически.

В разрезе клеменьевской свиты нами установлены четыре литотипа. Обнажение "А" представлено верхнекампанскими и нижнемаастрихтскими мергелями (литотип 4), подошва и кровля которых скрыта осыпями. Выше в верхнемаастрихтском обнажении "Б" (пачки II-IV) снизу-вверх последовательно сменяют друг друга известняки-вакстоуны (литотип 1), известняки-пакстоуны (литотип 2), известняки-вакстоуны (литотип 1) с прослоями мергелей (литотип 4). В основании датской части разреза трассируется явно видимая эрозионная поверхность, а пачка V представлена переслаиванием известковистых глауконитсодержащих полевошпат-кварцевых песчаников и известковистых глин (литотип 3).

По результатам морфофункционального анализа бентосных фораминифер, в верхнемаастрихтской части разреза (пачки II–IV) практически в каждой пробе превалирует морфотип M4b, характерный для обстановок батиали

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

с нормальной аэрацией осадка. На отдельных уровнях в пачке IV доминируют представители морфогруппы М1, более типичной для обстановок континентального склона и его подножья с постоянными (контурные) или периодическими (турбидитные) течениями, с низким содержанием питательных веществ в водах на значительных глубинах до 600-1200 м [Kaminski et al., 2005]. Такая смена доминантов во время формирования верхней части пачки IV, вероятно, отражает флуктуации уровня моря. Нами не были обнаружены следы оползневых процессов или каких-либо других структурно-текстурных признаков гравитационного перемещения осадка, как непосредственно в обнажении, так и при петрографическом исследовании образцов.

Результаты литолого-геохимического анализа позволили выявить в разрезе обнажения "Б" (пачки II-V) два резко отличающихся интервала, граница которых совпадает со стратиграфическим перерывом на рубеже маастрихта и дания. Литологические особенности, содержание карбонатного вещества, размерность обломочного материала и значения Zr/Al, Ti/Al, Si/Al, Fe/Mn, полученные для нижнего интервала (пачки II-IV) указывают на накопление осадка в глубоководных условиях с малоинтенсивным сносом терригенного материала и при слабой гидродинамике. При этом в верхней части пачки IV (см. рис. 7) отмечается наиболее низкое содержание обломочного материала, характерны минимальные значения геохимических показателей, а также незначительные вариации в сообществах бентосных и планктонных фораминифер. Эти признаки прямо указывают на значительную удаленность от берега, слабую гидродинамическую активность. Верхний интервал (пачка V) резко отличается по строению, литологическим особенностям отложений, значениям геохимических показателей и таксономическому составу бентосных фораминифер, а также характеризуется отсутствием планктонных фораминифер. Пачка V накапливалась в мелководных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью (по [Рединг, 1990]).

По комплексу литологических признаков [Селли, 1989; Stow, Tabrez, 1998 и др.], верхнемаастрихтская часть разреза, представленная практически монотонной толщей известняков, соответствует пелагическим обстановкам накопления: 1) карбонатные породы состоят главным образом из планктона; 2) отложения интенсивно биотурбированы вплоть до полного разрушения первоначальной текстуры; 3) размерность обломочного материала 0.05–0.15 мм; 4) среди бентосных фораминифер доминантом является морфогруппа M4b, обитающая в гидродинамически спокойных условиях на значительных глубинах; 5) комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, которые характерны для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики [Huber et al., 2022], а разнообразие спирально-винтовых ПФ является сопоставимым с ранее установленным в классическом пелагическом разрезе Губбио, Италия [Premoli Silva, Sliter, 1995; Coccioni, Premoli Silva, 2015].

Следует отметить, что в пачке III, по сравнению с пачками II и IV, несколько возрастает содержание обломочного материала. Вероятно, это было обусловлено уменьшением глубины морского бассейна, как это показано на примерах пелагических меловых разрезов в работе М. Вагрейха и В. Кьюкал [Wagreich, Koukal, 2020].

Пелагиты (по [Stow, Tabrez, 1998]) определяются как донные отложения морских бассейнов, накопившиеся в результате медленного осаждения тонкодисперсных частиц взвеси в толще воды, вдали от побережья. Карбонатные разновидности пелагитов обычно состоят из раковин фораминифер или наннопланктона [Селли, 1989]. Отложение и состав пелагических осадков контролируются следующими факторами: 1) биопродуктивностью водной толщи, которая контролирует количество биогенных частиц, вырабатываемых преимущественно планктонными организмами в поверхностных водах; 2) расстоянием от береговой линии, что определяет степень разбавления осадка терригенным материалом; 3) глубиной морского бассейна, которая является фактором, контролирующим сохранение биогенных частиц в процессе оседания на дно; контурными и придонными течениями, перераспределяющими донные осадки [Birgenheier, Moore, 2018].

В работе М. Santantonio [1994] было показано, что карбонатные пелагические осадки встречаются на различных глубинах ниже базиса волнового воздействия и располагаются как в абиссальной части, так и в специфических участках морского дна, сформированных в основном тектоническими процессами (депрессии, глубоководные желоба или троги). Так, для карбонатных пелагитов или гемипелагитов необходимыми условиями накопления являются слабонаклонная (до 1°) поверхность дна морского бассейна, отсутствие или минимальная гидродинамическая активность. В работах М. Santantonio локализация карбонатных пелагитов объясняется тектоническим обособлением выровненных площадок во время формирования системы горстов и грабенов на дне палеобассейна, обусловленного рифтингом, или сдвиговыми движениями при образовании пассивных океанических окраин.

Существование таких условий в позднемеловое время для восточной части Горного Крыма вполне вероятно. Согласно палеотектоническим реконструкциям А.М. Никишина и его коллег [Nikishin et al., 2012, 2015], активный рифтинг в Черноморском бассейне существовал с апта по альб, и сопровождался активным вулканизмом и широко проявленными процессами перестройки морского бассейна в северной части Черноморского региона, включая Крым. Этими авторами было показано существование погружающихся грабенов и в Восточном Крыму в сантонское время. Таким образом, маастрихтские отложения района горы Клементьева могли формироваться в грабенообразных унаследованных структурах, что объяснило бы накопление глубоководных пелагических осадков. Вместе с тем, в исследованных нами пробах часто присутствуют пыльца и споры растений, обломочный материал имеет различную сортировку и степень окатанности, эти факты свидетельствуют о том, что терригенный материал не претерпевал длительную транспортировку. Вероятно, осадконакопление происходило в обстановках пространственно-ограниченной относительно глубоководной структуры, таких же, как погруженная часть внешнего шельфа внутри грабенообразной унаследованной структуры Судакского троra [Nikishin et al., 2012, 2015].

На основании детальных геохимических исследований в глубоководных осадках маастрихта-дания установлены проявления двух глобальных изотопно-углеродных событий [Cramer. Jarvis, 2020]: среднемаастрихтский положительный экскурс (MME – Mid-Maastrichtian Event) с амплитудой около 1‰, возраст которого 68-69 млн лет, и близкий по амплитуде мел-палеогеновый отрицательный экскурс (КРgE -Cretaceous-Paleogene Event), который связывается с массовым вымиранием и сокращением общей биопродуктивности на рубеже мезозоя и кайнозоя. Событие ММЕ в изученном разрезе горы Клементьева не выявляется, а незначительное понижение величин δ^{13} С, очевидно, имеет локальное распространение. Более значительное уменьшение значений δ^{13} С в V пачке приурочено к осадкам раннего дания.

Построенная нами изотопная кривая $\delta^{13}C$ по разрезу горы Клементьева подобна кривым из маастрихт-датских разрезов сопредельных территорий. В разрезе маастрихта-дания горы Кошак (Мангышлак, Западный Казахстан) [Найдин, Кияшко, 1989; Найдин, 1993] выявлены схожие тренды: повышение значений δ^{13} C в верхней части маастрихта (обр. 1–16), а затем негативный сдвиг значений δ^{13} C в терминальном маастрихте (2.3-2.4‰) (обр. 17-36) и в нижнем дании (до 1.4‰) (обр. 37-45). В разрезах Северо-Восточного Кавказа (Горный Дагестан [Гаврилов и др., 2019) значения изотопов углерода показывают близкий тренд: в верхней части маастрихтских отложений наблюдается возрастание величины δ^{13} C от 2.3 до 3‰, а при переходе от маастрихтских к датским происходит постепенное уменьшение значений δ^{13} С от 3 до 1.5‰. Наши данные хорошо согласуются с выявленной в разных регионах Земного Шара динамикой изменения значений δ¹³С на маастрихт-датском рубеже в хорошо изученных разрезах, например Губбио (Италия) [Coccioni, Promoli, 2015], а также с обобщенной планетарной схемой [Saltzman, Thomas, 2012].

В разрезе горы Клементьева на позднемаастрихтских карбонатных отложениях с размывом залегают палеоценовые переслаивающиеся песчаники и глины (пачка V). Их формирование происходило в мелководных условиях внутреннего шельфа. Резкая смена обстановок была обусловлена глобальным регрессивным мел-палеогеновым событием [Cramer, Jarvis, 2020], выявленном и в Крыму [Копаевич, 2007; Барабошкин и др., 2020; Алексеев, 1989; Лыгина и др., 2019]. В раннем дании (пачка V) полностью исчезают ПФ, и резко снижаются разнообразие и численность БФ; состав ассоциации наннопланктона соответствует зоне NP2 [Martini, 1971]. Мелководность бассейна подтверждается периодическим проявлением доминанта морфогруппы М2а в сообществах БФ.

Полученные результаты подтверждают региональную модель развития Черноморского бассейна в маастрихт—датское время, предложенную А.М. Никишиным с соавторами [Nikishin et al., 2015], а также хорошо согласуются с существующими палеогеографическими схемами для Черноморского региона [Атлас ..., 1992; Иванников, 2005; Leren et al., 2007; Баскакова, Никишин, 2018]. Известно, что по крайней мере территория современного Горного Крыма на рубеже маастрихта и дания претерпевала обмеление, и до конца раннего дания глубина морского бассейна не превышала первых десятков метров [Копаевич и др., 2010; Барабошкин и др., 2020].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного изучения опорного разреза горы Клементьева уточнены условия осалконакопления верхнемаастрихтских-нижнедатских отложений. Сообщества бентосных фораминифер из клементьевской свиты отнесены нами к "ассоциации Marssonella", которая характерна для глубин открытого шельфа и континентального склона (морфотипы СН-В-1, CH-B-4 и M4b). По данным морфофункционального анализа, накопление осадка происходило на глубинах 600-1200 м при спокойном гидродинамическом режиме. Прогрессирующее развитие планктонных фораминифер в позднем маастрихте указывает на стабильные условия осадконакопления и благоприятную палеоэкологическую обстановку, которая определялась довольно значительными глубинами и высокой биопродуктивностью фотического слоя. Комплексы ПФ близки к позднемаастрихтским ассоциациям, типичным для тропических/субтропических пелагических карбонатов Северной Атлантики.

Принципиальные различия сообществ БФ позднего маастрихта и раннего дания напрямую связаны с глобальной регрессией. Доминирование *Psammosphaera* в пачке V (нижний даний) указывает на обстановки с активной гидродинамикой вод (волновое воздействие или подводные течения). В раннем дании полное исчезновение планктонных фораминифер подтверждает предположение о мелководном бассейне с активной гидродинамикой. В этом интервале выявлена только зона NP2 (нижний даний) по наннопланктону, что свидетельствует об отсутствии в разрезе горы Клементьева терминальной части маастрихта и базальных горизонтов дания в объеме не менее чем интервал зон P. hantkeninoides по П Φ и NP1 по наннопланктону.

Изменения содержания карбонатного вещества и количества терригенного обломочного материала, колебания значений Ti/Al, Zr/Al, Si/Al и Fe/Mn в отложениях, прослеживающиеся по разрезу, позволили выявить два принципиально отличающихся интервала: нижний – пачки II–IV и верхний – пачка V. Пачки нижнего интервала накапливались в глубоководных условиях при слабой гидродинамике водных масс, отложения верхов пачки IV по геохимическим параметрам являются наиболее "глубоководными" и, по-видимому, соответствуют наиболее спокойным гидродинамическим обстановкам, с минимальным привносом терригенного материала. Верхний интервал (пачка V), напротив, формировался в обстановках мелководья с высокой гидродинамической активностью.

По данным изотопных исследований карбонатов маастрихта—дания в разрезе горы Клементьева, положительный экскурс ММЕ (Mid-Maastrichtian Event), возраст которого оценивается 68—69 млн лет, не установлен, а близкий по амплитуде отрицательный экскурс KPgE (Cretaceous-Paleogene Event) не выявляется из-за размыва отложений.

Все вышеизложенное свидетельствует в пользу пелагических палеообстановок накопления пачек II—IV. В позднем маастрихте осадконакопление происходило в грабенообразной унаследованной структуре Судакского трога [Никишин и др., 2015], в глубоководных обстановках на погруженной части внешнего шельфа. В раннем дании (пачка V) осадки формировались в мелководных обстановках внутреннего шельфа с терригенной седиментацией и высокой гидродинамической активностью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Елене Владимировне Щепетовой (ГИН РАН) за неоднократные обсуждения палеоэкологии маастрихта Крыма, а также за редактирование части рукописи, касающейся литологии и геохимии; Галине Николаевне Александровой (ГИН РАН) за предоставление результатов палеоэкологического и биостратиграфического анализов комплексов диноцист из разреза горы Клементьева, а также за участие в дискуссиях по реконструкции условий осадконакопления на заключительном этапе работы. Отдельную благодарность выражаем Евгению Юрьевичу Барабошкину (МГУ, ГИН РАН) за конструктивную критику, которая позволила значительно улучшить рукопись.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00556, https://rscf.ru/ project/22-27-00556/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Копаевич Н.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюлл. МОИП. Отделение геол. 2005. Т. 80. № 4. С. 30–44.

Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. А.О. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: МГУ, 1989. С. 123–157.

Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Карты. Масштаб 1 : 7500000 и 1 : 5000000 / Под ред. М.Н. Алексеева. М.: ГИН АН СССР, Великобритания: Робертсон Груп плк. Лландидно, Гвинедд (Paleogeographic atlas of the shelf regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic / Ed. M.N. Alekseev. United Kingdom: Robertson Group plc. Gwynedd.), 1992. 104 с.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н. и др. Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 6. С. 125–170.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Прошина П.А. и др. Новые данные о стратиграфии кампан-маастрихтских отложений бассейна р. Бодрак (юго-западный Крым) // Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН "Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция", Санкт-Петербург, 3–7 апреля 2023 г. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 10–11.

Баскакова Г.В., Никишин А.М. Особенности строения района Керченско-Таманской зоны на основе палеореконструкции регионального разреза // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 23–29.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон-маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.

Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Детальная схема зонального деления кампана-маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 65–79.

Берхин С.И., Викулова Н.Ф., Звягин Б.Б. и др. Принципы изучения тонкодисперсных минералов // Методы изучения осадочных пород. Т. 1 / Под ред. Н.М. Страхова. М.: Государственное научно-техническое издательство, 1957. С. 380–457.

Богаец А.Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР // Геотектоника. 1976. № 6. С. 33–44.

Борисов Д.Г., Де Вегер В., Иванова Е.В. и др. Полевые геохимические и минералогические исследования миоценовых отложений в контуритовом канале на севере Марокко // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 162–164.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В. и др. Граница мела и палеогена в разрезах северо-восточного Кавказа (Дагестан): седиментология, геохимия, биота // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 6. С. 497–517.

Геологическая история Бахчисарайского района Крыма / Под ред. А.М. Никишина. М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.

Гуров Е.П., Гурова Е.П. Космическая катастрофа на границе мела и палеогена и ее следы в породах Горного Крыма // Геологический журнал. 1994. № 2. С. 23–32.

Енгалычев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2011. № 5. С. 16–29.

Заклинская Е.Д., Найдин Д.П. К палинологической характеристике верхнемаастрихтских отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 80–87.

Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.

Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М. и др. О позднемаастрихтских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2007. № 3. С. 42–49.

Копаевич Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковишина Е.В. и др. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В. и др. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) — верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022. T. 255. № 3. C. 435–447.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лыгина Е.А., Устинова М.А., Габдуллин Р.Р. и др. Пограничные маастрихт-датские отложения Центрального Крыма: новые данные о известковом нанопланктоне // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 68–79

Муратов М.В. Основные черты строения мегантиклинория Горного Крыма и его ограничения // Геология СССР. Т. VIII. Крым / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1969. С. 343–391.

Маслакова Н.И. Верхнемеловые отложения горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1959. № 4(XXXIV). С. 67–75.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 165 с.

Маслакова Н.И., Липник Е.С. Экскурсия "D" / Путеводитель экскурсий. XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум. Часть 1. Крым. М.: Ротапринт Гос. библиотеки им. В.И. Ленина, 1971. С. 95–113.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 5. С. 13–15.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных осадков пограничного интервала маастрихт/даний на Мангышлаке // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 55–66.

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. № 3. С. 33–53.

Очерки геологии Крыма. Вып. 1 / Под ред. Е.Е. Милановского. М.: Изд-во Геол. факультета МГУ, 1997. 269 с.

Прошина П.А., Рябов И.П. Биостратиграфия верхнего кампана–маастрихта разреза Бешкош (юго-западный Крым) по фораминиферам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 72–91.

Рединг Х.Г., Коллинсон Дж Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. 352 с.

Резников А.Н. К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в верхнемеловую эпоху в пределах некоторых районов Восточного Предкавказья по данным спектрального анализа // Тр. Грозн. нефтяного института. 1962. № 1. С. 154–160.

Рябов И.П. Биостратиграфический анализ комплекса секрецирующих бентосных фораминифер разреза г. Климентьева (Восточный Крым) // Материалы одиннадцатого Всероссийского совещания с международным участием "Меловая система России и Ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии", Томск, 18–24 сентября 2022 г. Томск: Изд-во ТГУ, 2022. С. 234–237.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 295 с.

Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Головний редактор П.Ф. Гожик. Киев: ІГН НАН України, Логос, 2013. 637 с. (Стратиграфия верхнего протерозоя и фанерозоя Украины в двух томах. Т. 1. Стратиграфия верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя / Под ред. П.Ф. Гожик. Киев: ИГН РАН Украины, Логос, 2013. 637 с.)

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 4 2024

Яковишина Е.В. Литологическая характеристика и условия формирования верхнемаастрихтских отложений Крыма. Геология и разведка // Известия вузов. 2005. № 4. С. 18–24.

Яковишина Е.В., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н. и др. Генетические типы верхнемаастрихтских отложений горного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 11–23.

Яковишина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И. и др. Маастрихтский разрез Кыз-Кермен (горный Крым): биостратиграфия и условия седиментации // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 57–67.

Abramovich S., Keller G., Stuben D. et al. Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2003. V. 202. P. 1–29.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.

Birgenheier L.P., Moore S.H. Carbonate mud deposited below storm wave base: A critical review // The Sedimentary Record. 2018. V.16(4). P. 4–10.

Brouwer J. Agglutinated foraminiferal faunas from some turbiditic sequences I, II // Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen series B. 1995. V. 68. P. 309–334.

Bruland K.W. Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel, and copper in the North Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47(2). P. 176–198.

Burnett J. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. P. 132–199.

Cárdenas A.L., Harries P.J. Effect of nutrient availability on marine origination rates throughout the Phanerozoic eon // Nature Geoscience. 2010. V. 3(6). P. 430–434.

Cetean C.G., Bălc R., Kaminski M.A. et al. Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian – upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania // Cretaceous Res. 2011. V. 32(5). P. 575–590.

Coccioni R., Marsili A. The response of benthic foraminifera to the K–Pg boundary biotic crisis at Elles (northwestern Tunisia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 225. P. 157–180.

Coccioni R., Premoli S.I. Revised upper Albian– Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsl. Stratigr. 2015. V. 48. P. 47–90.

Coleman J.E. Zinc enzymes // Current Opinion in Chemical Biology. 1998. V. 2(2). P. 222–234.

Cramer B.D., Jarvis I. Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg,

M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 11. P. 309–344.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks / Ed. W.E. Ham // American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1962. V. 1. P. 108–121.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A. et al. Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale // GSA Bulletin. 1953. V. 64. № 11. P. 1315–1326.

Frenzel P. Die Benthischen Foraminiferen der Rügener Schreibkreide (Unter-Maastricht, NE-Deutschland) // Neue Paläontologische Abhandlungen. 2000. Band 3. P. 1–361.

Geroch S., Nowak W. Proposal of Zonation for the late Tithonian – late Eocene, based upon arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland // Benthos '83; 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France) / Ed.H. Oertli // Elf Aquitaine, Esso Rep and Total cfp, Pau and Bourdeaux. 1984. P. 225–239.

Grossman E.L., Joachimski M.M. Oxygen Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 10. P. 279–307.

Haig D.W. Global distribution patterns for mid-Cretaceous foraminiferids // Jour. Foram. Res. 1979. V. 9. P. 29–40.

Haliuc A., Bonk A., Longman J. et al. Challenges in Interpreting Geochemical Data: An Appraisal of Analytical Techniques Applied to a Karstic Lake Sediment Record // Water. 2022. V.14(5). 16 p.

Huber B.T., Tur N.A., Self-Trial J. et al. Calcareous plankton biostratigraphic fidelity and species richness during the last 10 m.y. of the Cretaceous at Blake Plateau, subtropical North Atlantic // Cretaceous Res. 2022. V. 131. 42 p.

Kaminski M.A., Boersma A, Tyszka J. et al. Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland Basins // Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera / Eds M.A. Kaminski, S. Geroch, M.A. Gasinski // Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. V. 3. P. 131–140.

Kaminski M.A., Filipescu S. Proceedings of the Eighth International Workshop on Agglutinated Foraminifera // Grzybowski Foundation Special Publication. 2011. V. 16. P. 71–106.

Kaminski M.A., Gradstein F.M., Bäckström S. et al. The "Flysch-Type" agglutinated foraminiferal biofacies // Atlas of Paleogene Cosmopolitan Deep Water Agglutinated Foraminifera / Eds M.A. Kaminski, F.M. Gradstein // The Grzybowski Foundation, Kraków. 2005. P. 17–30.

Kaminski M.A., Gradstein F.M., Berggren W.A. et al. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, Stratigraphy and Paleobathymetry // Proceedings of the Second Workshop on Agglutinated Foraminifera, Vienna, 1986 // Abhandlungen der Geologishen Bundesanstalt. 1988. P. 155–228.

Keller G. Guembelitria-dominated late Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages mimic early Danian in central Egypt // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 47. P. 71–99.

Keller G., Li L., MacLeod N. The Cretaceous/Tertiary boundary stratotype section at E1 Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1995. V. 119. P. 221–254.

Keller G., Mateo P., Punekar J. et al. Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the Anthropocene // Gondwana Research. 2018. V. 56. P. 69–89.

Koutsoukos E.A.M., Hart M.B. Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1990. V. 81(3). P. 221–246.

Kuhnt W., Kaminski M.A. Cenomanian to Lowe Eocene Deep-Water Agglutinated Foraminifera from the Zumaya Section, Northern Spain // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 1997. V. 67. P. 257–270.

Kuhnt W., Moullade M., Kaminski M.A. Upper Cretaceous, K/T boundary, and Paleocene Agglutinated Foraminifers from Hole 959D (Côte d"Ivoire – Ghana transform Margin) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1998. V. 159. P. 389–411.

Leren B.L., Janbu N.E., Nemec W. et al. Late Cretaceous to early Eocene sedimentation in the Sinop–Boyabat Basin, north-central Turkey: a deep-water turbiditic system evolving into littoral carbonate platform // Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend / Eds G. Nichols, E. Williams, C. Paola. N. Y.: John Wiley & Sons, 2007. P. 401–456.

Nagy J., Gradstein F.M., Kaminski M.A. et al. Foraminiferal morphogroups, paleoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola // Proceedings of the Fourth IWAF / Eds M.A. Kaminski, S. Geroch, M.A. Gasinski // Grzybowski Foundation Special Publication. 1995. V. 3. P. 181–209.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to Recent Geological History of Southern Crimea and the Eastern Black Sea Region // Geol. Soc. Spec. Publ. 2015. \mathbb{N} 1(428). P. 241–264.

Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S. et al. late Palaeozoic to Cenozoic evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A view from the Russian Platform // Turkish Journal of Earth Sciences. 2012. V. 21. \mathbb{N} 5. P. 571–634.

Pardo A., Ortiz N., Keller G. Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain // Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and

environmental changes / Eds N. MacLeod, G. Keller. N. Y.: W.W. Norton & Co, 1996. P. 139–171.

Premoli S.I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacione section, Gubbio, Italy // Palaeontographia Italica. 1995. V. 82. P. 1–89.

Reolid M., Nagy J., Francisco J. et al. Foraminiferal assemblages as palaeoenvironmental bioindicators in Late Jurassic epicontinental platforms: Relation with trophic conditions // Acta Palaeontologica Polonica. 2008. V. 53(4). P. 705–722.

Saltzman M.R., Thomas E. Carbon Isotope Stratigraphy // Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier BV, 2020. P. 221–246.

Santantonio M. Pelagic Carbonate Platforms in the Geologic Record: Their Classification, and Sedimentary and Paleotectonic Evolution // AAPG Bulletin. 1994. V. 78. P. 122–141.

Setoyama E., Kaminski A.M., Tyszka J. Cretaceous– Paleogene foraminiferal morphogroups as palaeoenvironmental tracers of the rifted Labrador margin, northern proto-Atlantic // Proceedings of the Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera / Eds M.A. Kaminski, L. Alegret // Grzybowski Foundation. Special Publication 22. 2017. P. 179–220.

Sissingh W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // Geol. Mijnbouw. 1977. V. 56. P. 37–56.

Slimani H. Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique et Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): biozonation et corrélation avec d'autres régions en Europe occidentale // Geol. Palaeontol. 2001. V. 35. P. 161–201.

Slimani H. Nouvelle zonation aux kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans le nord et l'est de la Belgique et dans le sud-est des Pays-Bas // Mem. Geol. Surv. Belgium. 2000. V. 46. P. 1–88.

Sliter W.V., Baker R.A. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers // J. Foram. Res. 1972. V. 2. P. 167–183.

Stow D., Tabrez A.R. Hemipelagites: processes, facies and model // Geol. Soc. Spec. Pub. 1998. V. 1(129). P. 317–337.

Sweere T.C., Dickson A.J., Vance D. Nickel and zinc micronutrient availability in Phanerozoic oceans // Geobiology. 2023. № 3(21). P. 310–322.

Tribovillard N., Algeo T., Lyons T. et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // Chem. Geol. 2006. \mathbb{N} 1–2(232). P. 12–32.

Tucker M.E. Sedimentary Rocks in the Field: a practical guide. N. Y.: John Wiley & Sons, 2011. V. 38. 304 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. \mathbb{N} 3–4(234). P. 321–339.

Wagreich M., Koukal V. The pelagic archive of short-term sea-level change in the Cretaceous: a review of proxies linked to orbital forcing // Geol. Soc. Spec. Pub. 2020. V. 1(498). P. 39–56.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. № 7(59). P. 1217–1232.

Young K.E., Evans C.A., Hodges K.V. et al. A review of the handheld X-ray fluorescence spectrometer as a tool for field geologic investigations on Earth and in planetary surface exploration // App. Geochem. 2016. V. 72. P. 77–87.

LITHOLOGY AND SEDIMENTATION CONDITIONS OF THE LATEST CRETACEOUS OF THE KLEMENTYEVA MOUNTAIN SECTION (EASTERN CRIMEA)

D. M. Korshunov^{1, *}, P. A. Proshina^{1, **}, I. P. Ryabov², B. G. Pokrovsky¹, V. A. Musatov³

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia ²Chernyshevsky Saratov State University, Astrakhan str., 83, Saratov, 410012 Russia ³Lower Volga Research Institute of Geology and Geophysics, Moscovskaya str., 70, Saratov, 410012 Russia *e-mail: dmit0korsh@gmail.com **e-mail: paproshina@gmail.com

Overall study of the boundary Maastrichtian–Danian deposits of Klementyeva Mountain section (Eastern Crimea) was carried out. The lithological characteristics of carbonate, carbonate-argillaceous and clastic rocks were described in detail, the dynamic of changes in foraminifera assemblages was analyzed. For the first time, geochemical and isotopic data were obtained for this section. The stratigraphic complement of the Upper Maastrichtian and Lower Danian has been specified. Late Campanian – Early Maastrichtian age of the underlying deposits was established, for the first time. The Klementyevskaya Formation was formed in deep-sea pelagic paleoenvironments on the submerged part of the outer shelf, and the overlying Lower Danian sediments were formed in shallow waters of the inner shelf with terrigenous sedimentation and high hydrodynamic activity.

Keywords: lithology, sedimentation conditions, paleoecology, Upper Cretaceous, Maastrichtian, Danian, Crimean Mountains, pelagic sediments