ISSN 0024-497X

Январь - Февраль 2024

Номер 1





Номер 1, 2024

Категории рек, сформировавших осадочные последовательности венда и нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы (по данным дитогеохимии)	
A B Mactoe B H Dodwoetinoe	3
А. Б. Маслов, Б. П. Пооковыров	3
Редкоземельная минерализация в терригенных отложениях Шатакского комплекса (Южный Урал): видовое разнообразие и особенности химического состава	
С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев, А. А. Шарипова	19
Состав, возраст и обстановки седиментации рудовмещающей еравнинской серии Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье, Россия)	
О. Р. Минина, В. С. Ланцева, И. Д. Соболев, И. В. Викентьев	34
Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U–Th–Pb-изотопного датирования детритового циркона	
Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк, А. В. Шацилло, И. В. Латышева, И. В. Федюкин, А. В. Страшко, А. С. Новикова, Е. А. Щербинина, А. В. Драздова, Е. И. Махиня, А. В. Маринин, А. С. Дубенский, К. Г. Ерофеева, В. С. Шешуков	56
Литологические особенности урюкской свиты в Толпаровском разрезе венда (Южный Урал)	
В. М. Горожанин, С. В. Мичурин, В. Ф. Юлдашбаева	82
Палеозойское рифообразование в Печорской синеклизе и Прикаспийской впадине — опыт сравнительного анализа	
В. Г. Кузнецов, Л. М. Журавлева	100
Ранне-среднепермские терригенные отложения Юго-Западного Приморья: вещественный состав, источники питания и обстановки формирования	
А. И. Малиновский	114
Хроника	
10-е Всероссийское совещание с международным участием "Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии"	
А. Д. Савко	136
Памяти Владимира Николаевича Холодова	138

Поправки

К статье А. Д. Люткевич, И. Ф. Габлина, Е. В. Наркевский, И. Г. Добрецова, А. А. Киселев, Н. В. Горькова "Минералы – индикаторы гидротермальной деятельности в поверхностном слое донных осадков гидротермального узла Победа (17°44.9'-17°07.6' с.ш. САХ)", опубликованной в № 4_2023.

К статье В. Г. Эдер, А. Г. Замирайлова, П. А. Ян "Особенности использования литогеохимических индикаторов с целью реконструкции палеоклимата и состава источников сноса в Западно-Сибирском позднеюрско-нижнемеловом осадочном бассейне", опубликованной в № 6_2023.

140

УДК 551.1

КАТЕГОРИИ РЕК, СФОРМИРОВАВШИХ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ДАННЫМ ЛИТОГЕОХИМИИ)

© 2024 г. А. В. Маслов^{а, *}, В. Н. Подковыров^{b, **}

^а Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017, Россия ^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия ^{*} e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 13.07.2023 г. После доработки 14.08.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

На основе литогеохимических данных для тонкозернистых обломочных пород волынской, валдайской и балтийской серий запада Восточно-Европейской платформы (Беларусь и Волынь, отчасти Литва), реконструированы категории рек, транспортировавших тонкую алюмосиликокластику в приемные бассейны. Сделан вывод о том, что формирование осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия, развитых на указанной территории, контролировалось преимущественно речными системами, похожими на современные крупные реки (реки с площадью водосбора более $100\,000$ км²), и реки, дренирующие осадочные образования (реки с площадью водосбора менее $100\,000$ км²). Транспортируемая ими тонкая алюмосиликокластика поступала преимущественно из областей, сложенных породами кристаллического фундамента платформы и, отчасти, осадочными образованиями. Распределение фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия на диаграммах (La/Yb)_N–Eu/Eu^{*} и (La/Yb)_N–Th с полями состава пелитовых и алеврито-пелитовых осадков приустьевых частей современных рек разных категорий показывает, что магматические породы основного состава Волынско-Брестской крупной магматической провинции поставщиками тонкой алюмосиликокластики в указанные интервалы времени, по всей видимости, не являлись.

Ключевые слова: глинистая порода, категория рек, венд, нижний кембрий, запад Восточно-Европейской платформы **DOI:** 10.31857/S0024497X24010017

Перекрытые нижнекембрийскими отложениями наиболее полные в стратиграфическом отношении осадочные последовательности венда на западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП) распространены в пределах Республики Беларуси и Волыни. На протяжении значительного времени они привлекают внимание отечественных и зарубежных специалистов разного профиля [Стратиграфия..., 1979; Палеогеография..., 1980; Rozanov, Lydka, 1987; Goryl et al., 2018; Liivamägi et al., 2018, 2021; Paszkowski et al., 2019, 2021; Środoń et al., 2019, 2022, 2023; Војаnowski et al., 2020, 2021; Poprawa et al., 2020; Голубкова и др., 2021, 2022; Derkowski et al., 2021; Jewuła et al., 2022; Маслов, Подковыров, 2023 и др.]. С начала 2010-х гг. исследования указанных отложений проводятся в рамках крупного проекта Польской академии наук "Расшифровка эдиакарской обстановки по неизмененным терригенным осадочным породам Восточно-Европейского кратона" и привели к появлению целой серии интересных публикаций.

В одной из последних работ указанной серии [Jewuła et al., 2022] кратко суммированы фациальные особенности отложений и проанализирован химический состав глинистых пород волынского (верхняя часть нижнего венда в отечественном понимании), редкинского и котлинского стратиграфических уровней венда и раннего кембрия Западной Беларуси и Волыни, Восточной Беларуси, окрестностей г. Санкт-Петербурга и Северной Эстонии и ряда других регионов запада ВЕП). Обстановки осадконакопления на указанной территории в венде и раннем кембрии варьировали, по представлениям авторов указанной работы.





от субаэральных до мелководных. Формирование осадков происходило под влиянием нескольких крупных эстуарных систем. Важно отметить, что осадочные последовательности указанного интервала времени сложены петрогенными/первого селиментационного цикла отложениями. Соответственно, литогеохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород и песчаников, слагающих эти последовательности, могут быть основой для расшифровки ряда основных параметров процессов осадконакопления. Считается, что источниками кластики для них выступали в основном палеопочвы и коры выветривания на эффузивах и пирокластических породах Волынско-Брестской крупной магматической провинции (КМП) и кристаллических породах Фенноскандии, а также, возможно, Сарматии.

Названная публикация сопровождается дополнительным материалом (https://doi. org/10.1016/j.precamres.2022.106850), среди которого есть банк данных о валовом химическом составе (основные породообразующие оксиды, редкие и рассеянные элементы) тонкозернистых обломочных пород (по авторам – mudstone) волынского, редкинского и котлинского стратиграфических интервалов венда и раннего кембрия перечисленных регионов запада ВЕП. Степень насыщенности фактическим материалом указанного банка варьирует от региона к региону (где-то отсутствуют данные о фациальной природе глинистых пород, где-то нет сведений о содержании основных породообразующих оксидов, где-то нет информации о содержании редких и рассеянных элементов), но в целом это первый банк данных, позволяющий и другим специалистам решать интересующие их задачи. Наиболее полные сведения имеются в указанном банке для Западной, Восточной Беларуси и Волыни.

Эти материалы уже были использованы нами для расшифровки по литогеохимическим данным состава пород – источников сноса, поставлявших тонкую алюмосиликокластику в области седиментации, существовавшие на территории Республики Беларуси и Волыни. В данном сообщении, основываясь на геохимических характеристиках глинистых пород (содержание Th, значения (La/Yb)_N и Eu/Eu^{*}) и используя ранее разработанный нами подход [Маслов и др., 2017; Маслов, 2019; Маслов, Шевченко, 2019], мы реконструируем для той же территории (рис. 1), привлекая для котлинского этапа и данные по Литве, категории рек, транспортировавших тонкую алюмосиликокластику в области седиментации. Подобная работа была сделана нами для осадочных толщ верхнего венда и нижнего кембрия Московской синеклизы [Маслов, Подковыров, 2023], но при этом объектами исследования были не тесно связанные с речными системами отложения, а несколько преобразованные в маргинальном фильтре прибрежно- и мелководно-морские образования. В настоящей публикации ситуация несколько иная — выводы, основанные на геохимических характеристиках глинистых пород, могут быть верифицированы представлениями, вытекающими из результатов проведенного авторами работы [Jewuła et al., 2022] литолого-фациального анализа и палеогеографических реконструкций.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Отложения волынского этапа раннего венда формировались на территории современной Беларуси в Оршанской впадине и на склонах Белорусской антеклизы [Стратиграфическая..., 2010 и др.]. В позднем венде и раннем кембрии накопление валдайской и балтийской серий происходило в обширном Кобринско-Полоцком прогибе [Геология..., 2001; Киzmenkova et al., 2018; Paszkowski et al., 2019; Голубкова и др., 2021; и др.].

Основные черты литостратиграфии венда и нижнего кембрия

Волынский этап – наиболее древний стратиграфический уровень, для которого в банке данных, приведенном в публикации [Jewuła et al., 2022], есть представительная аналитическая информация – на территории Республики Беларуси и Волыни (горбашевская, ратайчицкая, лиозненская, гирская, клецкая, видиборская и другие свиты) представлен разнозернистыми аркозовыми песчаниками и гравелитами, конгломератами и глинистыми алевролитами [Геология..., 2001; Свешников и др., 2010; Paszkowski et al., 2019]. Выше залегают вулканические туфы, туффиты, туфопечаники и туфоконгломераты, базальты, андезиты, андезидациты, дациты, трахидациты, песчаники, алевролиты и глины, иногда встречаются песчано-глинистые породы с дресвяно-гравийным материалом и дресвяно-щебенчатые брекчии. Считается [Kuzmenkova et al., 2011; Shumlyanskyy et al., 2016; Paszkowski et al., 2019], что именно эти образования отвечают Волынско-Брестской КМП. Они сменяются глинами и вулканомиктовыми глинистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаников, в некоторых районах на данном уровне встречаются также туфоалевролиты и туфопесчаники. В Литве данному этапу отвечают, по всей видимости, янюшайская и мяркисская свиты (рис. 2) [Стратиграфические..., 2010 и др.], объединяющие кварц-полевошпатовые

Уро	овень/этап	Республика Беларусь и Волынь	Литва	
Ранн	ний кембрий	Рытская, рудаминская, страдечская и лонтоваская свиты	Рудаминская и лонтоваская свиты	
і венд	Котлинский	Котлинская свита	Вилкишкяйская, скинимайская и пагиряйская свиты	
Верхний	Редкинский	Низовская, селявская и черницкая свиты	Руднинкайская свита	
Нижний венд	Волынский	Горбашевская, ратайчицкая, гирская, лиозненская, клецкая, видиборская и др. свиты	Яшюнайская и мяркисская свиты	

Рис. 2. Основные литостратиграфические подразделения волынского, редкинского, котлинского и нижнекембрийского стратиграфических уровней рассматриваемых в настоящей работе регионов

пестроцветные фангломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты [Васильев, 1980].

На редкинском этапе, отвечающем времени накопления на территории Республики Беларуси и Волыни низовской, селявской и черницкой свит, формировались аркозовые и полевошпатово-кварцевые крупно- и грубозернистые, иногда с гравием, песчаники, алевролиты и глинистые их разности, аргиллиты, аргиллитоподобные глины и глины [Махнач, Веретенников, 2001; Махнач и др., 2005; Paszkowski et al., 2019: Jewuła et al., 2022 и др.]. На территории Литвы с названными свитами коррелируется руднинкайская свита [Стратиграфические..., 2010], сложенная разнозернистыми песчаными гравелитами и гравелитистыми полевошпатовокварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов [Васильев, 1980].

Котлинский этап (котлинская свита¹) на территории Республики Беларуси представлен также грубозернистыми, иногда с гравием, кварцполевошпатовыми песчаниками с линзами и прослоями аргиллитоподобных глин и гравелитов, пачками переслаивания алевритистых глин, алевролитов и аркозовых песчаников [Геология..., 2001; Махнач, Веретенников, 2001 и др.]. В Литве на названном этапе накапливались вилкишкяйская, скинимайская и пагиряйская свиты [Стратиграфические..., 2010], в разрезах которых можно видеть алевролиты и аргиллиты с подчиненными им прослоями песчаных гравелитов, песчаники и песчанистые гравелиты с прослоями алевролитов, а также алевролиты с прослоями песчаников и песчанистых гравелитов. Последняя ассоциация характерна, предположительно, для более глубоководных участков приемного бассейна [Васильев, 1980]. Имеющиеся в литературе сведения о содержании в вендских отложениях Литвы ряда редких и рассеянных элементов, к сожалению, недостаточны для наших построений.

К раннему кембрию на рассматриваемой территории принадлежат полевошпатовокварцевые с глауконитом песчаники, алевролиты и глины, а также глины с прослоями кварцевых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников с глауконитом и, иногда, гравелитов, относящиеся к ровенскому (рытская и рудаминская свиты) и лонтоваскому (страдечская и лонтоваская свиты) горизонтам [Геология..., 2001]. В Литве к этому стратиграфическому уровню относятся разнозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники с прослоями глауконит-содержащих алевролитов такого же состава и аргиллитоподобных глин (формации Геге и Вирбали), а также формации Рудамина, Лонтова и др., объединяющие темносерые горизонтально-слоистые глины с прослоями кварцевых алевролитов и песчаников, в том числе с доломитовым цементом, зеленовато- или голубовато-серые тонко-слоистые и массивные глины [Jankauskas, 2002; Kilda, Friis, 2002; Èyþienë et al., 2005 и др.].

Обстановки накопления осадочных последовательностей и основные литофациальные ассоциации

Основными литофациальными комплексами/ассоциациями в разрезах венда и нижнего кембрия на указанной территории являются отложения аллювиальных конусов выноса. в том числе их межлопастных зон, отложения речных русел и пойменных зон, в том числе их береговых отмелей и ближних и дальних зон распространения паводковых вод, озерные и приливноотливные образования и отложения центральных, удаленных от берегов, частей водоемов [Стратиграфия..., 1979; Васильев, 1980; Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987; Бурзин, 1996; Paczesna, 2010; Paszkowski et al., 2019, 2021; Bojanowski et al., 2021; Jewuła et al., 2022 и ссылки там]. Этот вывод перекликается и с более ранними представлениями [Палеогеография..., 1980], согласно которым, например, для редкинского времени на западе Восточно-Европейской платформы были характерны группы фаций элювиально-делювиальных конусов выноса временных потоков, рек и морского (?) мелководья.

Первая из названных литофациальных ассоциаций объединяет разнообразные конгломераты, песчаники, песчанистые аргиллиты и аргиллиты с рассеянными разноразмерными обломками. Грубозернистые породы плохо отсортированы, имеют полимиктовый состав и хаотическую текстуру. Иногда в них наблюдается черепитчатое расположение обломков. Более тонкозернистые отложения также являются структурно незрелыми. Накопление их происходило, по-видимому, за счет быстрого выпадения из турбулентного потока с высокой вязкостью (селя), что типично именно для аллювиальных

¹ В публикации [Лапцевич и др., 2023, с. 19] отмечено, что "отложения котлинского горизонта в стратотипических разрезах северо-запада России и в Беларуси заметно отличаются по литологическому наполнению...", поэтому авторы названной работы предлагают "выделить для территории Беларуси вместо невалидной в настоящее время по территориально-географическому фактору котлинской свиты новую россонскую свиту".

конусов выноса континентальных обстановок. Почти не слоистые, содержащие существенную долю матрикса песчаники с крупными рассеянными обломками имеют переходный, между аллювиальными отложениями конусов выноса и русловыми образованиями, генезис [Jewuła et al., 2022]. Они в основном типичны для верхних частей конусов выноса. Ассоциированные с ними мелкозернистые отложения могли накапливаться в депрессиях, располагавшихся между отдельными лопастями конусов.

Ассоциация речных русел включает в себя разнообразные по гранулометрическому составу песчаники с высоким содержанием матрикса, многочисленными эрозионными поверхностями и прослоями конгломератов, содержащими в том числе и интракласты аргиллитов. Для нижних частей пластов песчаников характерна крупномасштабная косая слоистость, для верхних – горизонтальная и волнистая, а также трещины усыхания. Формирование указанных образований связано с функционированием однонаправленных потоков в континентальных условиях, вероятно, в вершинах аллювиальных конусов [Jewuła et al., 2022]. Преобладание в составе ассоциации крупно- и среднезернистых песчаников предполагает, что накопление исходных осадков имело место в обстановках разветвленной или блуждающей речной системы, возможно, в ряде случаев имевшей переходный характер между извилистой и разветвленной.

Пойменная фациальная ассоциация объединяет в основном горизонтально-слоистые аргиллиты, а также косо-, горизонтально- и волнистослоистые песчаники. Иногда в ассоциации с ними наблюдаются массивные аргиллиты, а также пакеты тонкого чередования алевритистых глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов. Для рассматриваемых образований довольно характерна нарушенная слоистость и гидропластические деформации, связанные, по всей видимости, с нагрузкой от гиперконцентрированных потоков, вызванных ливневыми паводками и сильным стоком воды либо сейсмическими событиями [Jewuła et al., 2022].

Озерная ассоциация сложена красноватобурыми и/или пестроцветными горизонтальнослоистыми аргиллитами, тонкая слоистость в которых подчеркнута субмиллиметровыми пропластками алевролитов или мелкозернистых песчаников. Иногда среди аргиллитов можно видеть маломощные прослои слюдистых волнистослоистых песчаников.

Приливно-отливная фациальная ассоциашия представлена широким спектром отложений - от конгломератов и различной размерности песчаников до пачек тонкого волнисто- или линзовидно-слоистого чередования песчаников, алевролитов и глинистых пород (гетеролиты) и собственно пачек аргиллитов. Встречающиеся здесь пакеты песчаников сложены кварцевыми или полевошпатовыми разностями с грубой и/или среднемасштабной косой и горизонтальной слоистостью; в основании их наблюдаются прослои конгломератов, а на разных уровнях внутри пакетов эрозионные поверхности. Совокупность текстурно-структурных особенностей описанных образований позволяет авторам работы [Jewuła et al., 2022] считать, что формирование их происходило как в пределах песчаных отмелей пологих приливно-отливных побережий, на макроприливных берегах открытых воронкообразных эстуариев, а также смешанных приливноотливных равнинах, где встречались и своеобразные приливно-отливные ручьи.

Фациальная ассоциация центральных частей крупных заливов или верхнего шельфа включает горизонтально-слоистые аргиллиты и аргиллиты с прослоями песчаных их разностей и тонкими интервалами мелкозернистых песчаников. Слоистость в аргиллитах часто подчеркнута субмиллиметровыми пропластками слюдистых алевролитов. Встречаются прослои песчанистых аргиллитов с линзами алевролитов и очень тонкозернистых песчаников. В наиболее типичном виде, по мнению авторов работы [Jewuła et al., 2022], эта фациальная ассоциация представлена за пределами исследуемой нами территории (калюсские слои, Подолия).

Описанные фациальные ассоциации группируются на рассматриваемой нами территории в три обстановки осадконакопления: 1) проксимальные (кора выветривания, конусы выноса с межлопастными отложениями и русла рек); 2) пойменно-озерные и 3) дистальные (приливно-отливные области и удаленные от побережий центральные части приемных бассейнов). Анализ их пространственных сочетаний от этапа к этапу с учетом представлений предшественников позволил авторам публикации [Jewuła et al., 2022] создать несколько палеогеографических схем (рис. 3).

В волынское время на территории Польши, Украины, Западной Беларуси и северовосточной Литвы превалировали континентальные условия. Здесь преобладали отложения аллювиальных конусов выноса, а также русловые



Рис. 3. Схематическая палеогеографическая ситуация редкинского и котлинско-раннекембрийского времени, по данным работы [Jewuła et al., 2022], с изменениями и упрощениями 1 – Волынско-Брестская КМП; 2 – предполагаемое положение речных артерий; 3 – область отсутствия осадконакопления; 4 – континентальные фации (русла и пойменные области); 5 – области, периодически заливавшиеся трансгрессировавшим морем; 6 – приливно-отливные равнины; 7 – бассейновые фации.

и пойменные образования [Палеогеография..., 1980; Jewuła et al., 2022]. Весьма показательно, что мяркисская свита Литвы залегает в виде тонкого прерывистого чехла на породах кристаллического фундамента, будучи сложенной, по-видимому, элювиальными, коллювиальными, пролювиальными и прибрежно(?)-морскими отложениями [Палеогеография..., 1980]. Основываясь на датировках обломочного циркона, выделенного из аркозовых конгломератов жуковской свиты, подстилающей волынские базальты, авторы публикаций [Habryn et al., 2020; Jewuła et al., 2022 и ссылки там], считают, что источники кластики в это время располагались на Фенноскандинавском щите. В Восточной Беларуси, отвечавшей центральной части приемного бассейна, преобладало накопление приливно-отливных и бассейновых фациальных ассоциаций.

Предполагается [Палеогеография..., 1980], что к редкинскому времени (или в редкинское время) на рассматриваемой территории и восточнее существовал обширный эпиконтинентальный бассейн. Его окружали "плоские возвышенности Балтийского, Сарматского и Белорусско-Мазурского островов, находившихся на месте приподнятых участков фундамента Восточно-Европейской платформы" [Палеогеография..., 1980, с. 15]. На редкинском уровне роль приливно-отливных отложений в разрезах Восточной и Западной Беларуси растет. Подобного типа образования фиксируются, по данным [Jewuła et al., 2022], также в Эстонии и окрестностях г. Санкт-Петербурга, т.е. там, где раньше их не было. По мнению авторов названной работы, это указывает на продвижение "переходных" обстановок на запад и юг. Континентальные фациальные ассоциации в редкинское время сохраняются в Литве, Западной Беларуси и на Волыни, а на территории Польши преобладал размыв ранее накопившихся образований. Основная масса кластики (примечательно, что этот вывод сделан задолго до появления какой-либо информации о возрасте популяций обломочного циркона в песчаниках) поступала в бассейн редкинского времени, по всей видимости, с выступов Белорусско-Мазурского щита [Палеогеография..., 1980].

В котлинское время и раннем кембрии наблюдается дальнейшее увеличение площади приливно-отливных отложений, в то же время в ряде мест в Западной Беларуси, на Волыни и в Польше сохраняются условия для продолжения проксимальной седиментации. Основным источником кластики в котлинское время, по данным региональных палеогеографических реконструкций, оставалось, по всей видимости, Белорусско-Мазурское поднятие [Палеогеография..., 1980]. Считается, что на территории Западной Беларуси и юго-востоке Литвы в течение значительной части котлинского времени формировались континентальные отложения, а также песчаные и песчано-глинистые осадки прибрежных, периодически заливавшихся морем, равнин.

В конце котлинского времени проходит регрессия морского бассейна, после чего накапливались терригенные отложения следующего – решминского (ровенского) трансгрессивнорегрессивного этапа. Отложения лонтоваского этапа залегают на подстилающих породах ровенского горизонта почти везде несогласно [Палеогеография..., 1980]. Предполагается, что суша лонтоваского времени была сложена в той или иной мере не только кристаллическими породами, но и осадочными (в том числе глинистыми) породами верхнего венда и ровенского горизонта нижнего кембрия. Это приводило к поступлению в области седиментации больших объемов тонкой пелитовой взвеси. В конце лонтоваского времени произошла обширная регрессия, охватившая всю территорию ВЕП.

Пространственное сочетание фациальных ассоциаций, по-видимому, указывает на существование в рассматриваемый нами период крупной эстуарной системы, открытой на восток, и расширявшейся с течением времени на юго-восток [Jewuła et al., 2022]. Эти представления не противоречат и более ранним палеогеографическим реконструкциям [Стратиграфия..., 1979; Палеогеография..., 1980; Rozanov, Lydka, 1987; Бурзин, 1996 и ссылки там] и выводам, основанных на данных изучения возраста популяций обломочного циркона [Paszkowski et al., 2019, 2021].

Из сказанного следует достаточно простой вывод о том, что формирование осадочных последовательностей конца раннего венда, а также всего позднего венда и раннего кембрия на рассматриваемой территории происходило, как это обычно и бывает, под влиянием речных систем. Менее определенно можно судить о составе пород их водосборов и, соответственно, категориях рек в терминологии авторов работы [Bayon et al., 2015] (см. далее). Здесь нет ответа на ряд вопросов. Например, были ли водосборы указанных речных систем сложены преимущественно или исключительно кристаллическими породами фундамента ВЕП? Играли ли в их строении какую-либо роль породы осадочные, и если играли, то какую? Оказывали ли существенное влияние на формирование всех или какой-то части рассматриваемых нами толщ основные породы

Волынско-Брестской КМП? Вопросов подобного плана можно задать еще много. Инструментов же для поиска ответов на них до недавнего времени, кроме хорошо известного многим комплексного литого-фациального анализа, не было.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Общая характеристика валового химического состава глинистых пород

Для волынско-нижнекембрийского интервала Западной Беларуси и Волыни, а также Восточной Беларуси в работе [Jewuła et al., 2022, дополнительные материалы] приведено соответственно 102 и 103 анализа валового химического состава аргиллитов. При этом максимальное содержание SiO₂ для аргиллитов первого из названых регионов составляет 99.3, второго – 91.8 мас. %. Это предполагает, что в составе выборок кроме собственно глинистых и алевритоглинистых пород присутствуют также алевролиты и песчаники. Для части анализов отсутствуют данные о фациальной природе аргиллитов и, как было сказано выше, сведения о содержании основных породообразующих оксидов или редких и рассеянных элементов. Учитывая это, мы ограничились исследованием пород с содержанием SiO₂ ≤ 66 мас. % и полной информацией о валовом химическом составе. В результате анализируемая далее выборка аргиллитов Западной Беларуси и Волыни включает 80, Восточной Беларуси – 57 и Литвы (только аргиллиты котлинского региояруса) – 12 образцов. Среднее, минимальное и максимальное содержание ряда компонентов аргиллитов разных регионов и разного возраста и величины некоторых характерных для них индикаторных отношений оксидов и элементов приведены в табл. 1.

Среднее содержание SiO₂ в анализируемых нами выборках варьирует от 49.2±7.2 мас. % (редкинский стратиграфический уровень, Западная Беларусь и Волынь) до 58.2±3.7 мас. % (котлинский уровень того же региона). Величина $Al_2O_{3cpedhee}$ меняется от 15.5 ± 6.0 мас. % (нижний кембрий, Западная Беларусь и Волынь) до 20.1±4.5 мас. % (котлинский уровень, Восточная Беларусь). Среднее содержание Fe_2O_3 (суммарное железо в виде Fe_2O_3) в глинистых породах волынского и редкинского стратиграфических уровней Западной Беларуси и Волыни примерно в 2 раза больше, чем содержание данного компонента в аргиллитах других выборок (соответственно 14.1 ± 9.0 и 13.1 ± 5.6 мас. % против 7.0±3.0...8.6±2.7 мас. %).

ильное содержание ряда компонентов и значение некоторых индикаторных отношений в глинистых	ней венда и нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы (территория Республики	
ица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание ряда компонентов и з	ах различных стратиграфических уровней венда и нижнего кембрия запада Во	си и Волыни)

1				Регионы		-	
Компонент,		Западная Бел	<u>арусь и Волынь</u>		Восточная	Беларусь	Литва
отношение			Стратигра	фические уровни (ре	гиоярусы)		
	Волынский	Редкинский	Котлинский	Нижний кембрий	Редкинский	Котлинский	Котлинский
SiO ₂ , мас. %	$\frac{51.73\pm9.10}{29.80-61.40}$	$\frac{49.24\pm7.16}{39.17-65.20}$	$\frac{58.23\pm3.67}{53.80-63.40}$	$\frac{56.25\pm7.34}{33.70-63.10}$	$\frac{52.73\pm4.06}{44.70-62.80}$	$\frac{55.75\pm5.31}{46.10-65.70}$	$\frac{57.76\pm3.92}{50.25-63.31}$
Al ₂ O ₃	$\frac{17.36\pm3.01}{13.10-22.39}$	$\frac{18.15\pm2.53}{9.42-22.70}$	$\frac{18.12 \pm 4.63}{11.40 - 24.50}$	$\frac{15.54\pm5.98}{2.33-22.80}$	$\frac{19.81\pm2.90}{8.91-23.80}$	$\frac{20.14\pm4.52}{6.51-23.90}$	$\frac{19.63\pm3.00}{15.70-24.30}$
$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}^{*}$	$\frac{14.11\pm8.98}{6.70-40.40}$	$\frac{13.10\pm5.65}{2.72-28.19}$	$\frac{6.98\pm2.99}{3.25-13.50}$	$\frac{7.87\pm3.28}{3.09-14.02}$	$\frac{8.56\pm2.67}{1.32-15.69}$	$\frac{7.53\pm3.66}{3.01-16.03}$	$\frac{7.57\pm2.34}{5.36-13.09}$
CaO	$\frac{1.31\pm1.29}{0.26-5.00}$	$\frac{1.26\pm3.00}{0.14-20.10}$	$\frac{1.20{\pm}2.05}{0.16{-}6.21}$	$\frac{3.66\pm6.44}{0.17-22.30}$	$\frac{1.02\pm2.36}{0.12-11.40}$	$\frac{1.43\pm3.30}{0.09-13.20}$	$\frac{0.59\pm0.38}{0.22-1.58}$
K ₂ O	$\frac{3.72\pm1.56}{1.49-6.91}$	$\frac{3.71 \pm 1.21}{2.17 - 6.83}$	$\frac{4.78\pm1.90}{2.86-8.08}$	$\frac{4.19\pm1.28}{1.40-5.72}$	$\frac{3.95\pm0.43}{3.30-5.10}$	$\frac{3.60\pm0.52}{2.97-4.76}$	$\frac{4.19\pm1.66}{1.10-5.79}$
Тћ, мкг/г	$\frac{14.37\pm6.03}{6.39-23.50}$	$\frac{15.42\pm4.55}{5.98-26.30}$	$\frac{18.97\pm4.15}{13.30-24.30}$	$\frac{15.82\pm11.70}{6.31-52.80}$	$\frac{22.49\pm5.87}{13.10-39.50}$	$\frac{15.77\pm2.59}{11.00-19.70}$	$\frac{20.71\pm8.96}{14.40-45.80}$
La	$\frac{65.51\pm27.91}{17.50-105.00}$	$\frac{74.26\pm19.81}{41.30-120.00}$	$\frac{65.32\pm25.23}{19.70-105.00}$	$\frac{67.45\pm64.72}{30.10-278.00}$	$\frac{82.41\pm19.48}{38.40-139.00}$	$\frac{54.04\pm13.41}{35.20-80.70}$	$\frac{66.52\pm24.03}{49.70-130.00}$
Sm	$\frac{12.38\pm8.13}{5.74-37.90}$	$\frac{14.34\pm5.51}{7.09-40.00}$	$\frac{15.79\pm19.12}{4.86-66.40}$	$\frac{32.52\pm83.72}{5.25-311.00}$	$\frac{12.58\pm4.23}{7.47-27.70}$	$\frac{9.20\pm2.63}{5.80-15.50}$	$\frac{10.13\pm2.95}{7.81-16.60}$
Eu	$\frac{2.75 \pm 1.84}{1.16 - 8.43}$	$\frac{3.18\pm1.13}{1.72-7.41}$	$\frac{3.16\pm3.85}{1.36-13.40}$	$\frac{6.94\pm18.09}{1.05-67.10}$	$\frac{2.30\pm0.82}{1.18-5.23}$	$\frac{1.82\pm0.60}{1.05-3.27}$	$\frac{1.84\pm0.46}{1.43-2.77}$
Gd	$\frac{12.45\pm8.38}{5.59-32.50}$	$\frac{11.93\pm4.93}{6.04-32.60}$	$\frac{13.99\pm19.91}{5.26-67.00}$	$\frac{30.66\pm81.89}{4.40-303.00}$	$\frac{9.16\pm3.26}{4.75-18.20}$	$\frac{7.14\pm2.11}{4.40-13.10}$	$\frac{7.89\pm2.23}{5.97-12.40}$
Yb	$\frac{4.38\pm1.53}{2.44-7.22}$	$\frac{4.63\pm0.95}{2.78-7.27}$	$\frac{4.06\pm1.60}{2.73-8.00}$	$\frac{5.88\pm8.40}{2.98-33.80}$	$\frac{3.84\pm0.81}{2.12-5.65}$	$\frac{3.91\pm0.72}{3.17-5.78}$	$\frac{3.68\pm0.60}{2.97-4.94}$
$log(SiO_2/Al_2O_3)$	$\frac{0.47\pm0.13}{0.30-0.66}$	$\frac{0.43\pm0.11}{0.28-0.80}$	$\frac{0.52\pm0.12}{0.34-0.68}$	$\frac{0.61\pm0.27}{0.42-1.38}$	$\frac{0.43\pm0.10}{0.33-0.80}$	$\frac{0.46\pm0.16}{0.32-0.94}$	$\frac{0.47\pm0.09}{0.32-0.60}$
$\log(\mathrm{Fe_2O_3}^*/\mathrm{K_2O})$	$\frac{0.56\pm0.37}{0.02-1.43}$	$\frac{0.52\pm0.32}{-0.26-0.99}$	$\frac{0.16\pm0.26}{-0.14-0.67}$	$\frac{0.26\pm0.21}{-0.22-0.52}$	$\frac{0.31\pm0.21}{-0.42-0.68}$	$\frac{0.28\pm0.24}{-0.20-0.73}$	$\frac{0.29\pm0.31}{-0.03-0.86}$
(La/Yb) _N	$\frac{10.53\pm4.64}{4.85-21.31}$	$\frac{10.95\pm2.57}{6.61-18.35}$	$\frac{11.24\pm4.07}{4.70-17.71}$	$\frac{9.37\pm3.36}{5.22-16.45}$	$\frac{14.90\pm3.65}{5.25-22.60}$	$\frac{9.44\pm2.16}{6.39-12.73}$	$\frac{12.03\pm2.74}{9.39-19.44}$
Eu/Eu*	$\frac{0.75\pm0.04}{0.69-0.82}$	$\frac{0.75\pm0.06}{0.59-0.83}$	$\frac{0.69\pm0.05}{0.61-0.78}$	$\frac{0.68\pm0.06}{0.58-0.79}$	$\frac{0.66\pm0.08}{0.51-0.85}$	$\frac{0.68\pm0.07}{0.58-0.80}$	$\frac{0.63\pm0.03}{0.59-0.67}$
и	13	45	6	13	42	15	12
Примечание. В	числителе – среднее	арифметическое сод	ержание (значение) и	и стандартное отклонени	е; в знаменателе – ми	инимальное и максии	лальное содержание

МАСЛОВ, ПОДКОВЫРОВ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

аничение); *и* – количество проанализированных образцов.

10

Максимальное среднее содержание CaO составляет 3.7 ± 6.4 мас. % (нижний кембрий, Западная Беларусь и Волынь), тогда как минимальное равно 0.6 ± 0.4 мас. % и характерно для глинистых пород котлинского яруса Литвы. Среднее содержание K₂O варьирует от 3.6 ± 0.5 мас. % (котлинский региоярус, Восточная Беларусь) до 4.8 ± 1.9 мас. % (тот же стратиграфический уровень, Западная Беларусь и Волынь).

Среднее содержание Th отвечает интервалу $14.4\pm6.9...22.5\pm5.9$ мкг/г; в таком референтном объекте, как PAAS, содержание Th составляет 14.6 мкг/г [Taylor, McLennan, 1985]. Максимальное содержание Th в глинистых породах котлинского региояруса в Литве достигает 45.8 мкг/г, а в аргиллитах нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни оно еще выше (52.8 мкг/г).

Средняя сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) в глинистых породах волынской серии Западной Беларуси и Волыни составляет 289.2±111.6 мкг/г. В аргиллитах редкинского и котлинского региоярусов этого региона значение ΣРЗЭ заметно выше (соответственно 367.8±91.5 и 246.5±221.1 мкг/г). Глинистые породы нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни обладают средней величиной ΣРЗЭ 228.7±87.3 мкг/г (для PAAS сумма РЗЭ составляет 184.8 мкг/г). Глинистые породы редкинского горизонта Восточной Беларуси характеризуются сопоставимой величиной ΣРЗЭ с аргиллитами этого уровня западной части Республики Беларуси (375.5 ± 94.7 мкг/г), тогда как аргиллиты котлинского стратиграфического уровня, как и в Западной Беларуси и Волыни, характеризуются заметно более низким значением **ΣР**ЗЭ_{среднее} (252.6±59.7 мкг/г). Для глинистых пород котлинского региояруса Литвы данный параметр равен 304.6±104.1 мкг/г.

Средние для глинистых пород разных стратиграфических уровней венда и нижнего кембрия значения (La/Yb)_N (здесь и далее для нормирования использован хондрит из монографии [Taylor, McLennan, 1985]) достаточно высокие и варьируют от 9.4±3.4 (нижний кембрий, Западная Беларусь и Волынь) до 14.9±3.6 (редкинский уровень, Восточная Беларусь). Примечательно, что в ряду от аргиллитов волынского уровня к аргиллитам нижнего кембрия на территории Западной Беларуси и Волыни какого-либо заметного роста данного параметра не наблюдается. Свойственное аргиллитам волынского этапа среднее значение $(La/Yb)_N$, равное 10.5 ± 4.6 , дает основание предполагать, что на палеоводосборах волынского времени преобладали породы, близкие по составу кислым магматическим образованиям, хотя достаточно низкие величины этого параметра в ряде индивидуальных образцов (4.9, 5.8, 7.4, ...) свидетельствуют и о присутствии в источниках сноса основных разностей. В качестве последних могли выступать, как предполагают многие авторы, породы Волынско-Брестской КМП. На участие в составе палеоводосборов, поставлявших тонкую алюмосиликокластику в область седиментации, существовавшую в волынское и редкинское время на территории Западной Беларуси и Волыни основных магматических пород, указывают и свойственные глинистым породам указанных этапов средние величины Eu/Eu* (соответственно 0.75±0.04 и 0.75±0.06). Для глинистых пород других рассматриваемых нами выборок Еи аномалия имеет более выраженные средние значения (например, редкинский уровень Восточной Беларуси – 0.66±0.08, котлинский уровень Литвы − 0.63±0.03).

Положение точек состава аргиллитов на классификационных диаграммах

На классификационной диаграмме $log(SiO_2/Al_2O_3)-log(Fe_2O_3^*/K_2O)$ [Herron, 1988] фигуративные точки исследуемых нами глинистых пород расположены преимущественно в полях вакк, сланцев и Fe-сланцев (рис. 4а).

На диаграмме K/Al-Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006] подавляющая часть фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия Беларуси, Волыни и Литвы, характеризующаяся значениями Mg/Al < 0.2, распределена в полосе от составов, близких к каолинитовым глинам, до составов, сопоставимых с иллитовыми глинами, обогащенными, по всей видимости, тонкорастертым калиевым полевым шпатом (см. рис. 4б).

На классификационной диаграмме $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^*+MgO)/SiO_2$ (диаграмма НКМ-ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]) точки состава глинистых пород рассматриваемых нами выборок расположены в основном в полях II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектитиллитовые глины). Некоторая, достаточно немногочисленная, часть точек присутствует также в других полях диаграммы (см. рис. 4в), но в целом какой-либо выраженной дифференциации состава глинистых пород разных стратиграфических уровней разреза не наблюдается.



Рис. 4. Положение фигуративных точек состава глинистых пород Западной Беларуси и Волыни (1 – волынский этап, 2 – редкинский этап, 3 – котлинский этап, 4 – нижний кембрий), Восточной Беларуси (5 – редкинский этап, 6 – котлинский этап) и Литвы (7 – котлинский этап) на диаграммах $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ – $\log(Fe_2O_3^*/K_2O)$ (a), K/Al–Mg/Al (6) и (K₂O+Na₂O)/Al₂O₃-(Fe₂O₃*+MgO)/SiO₂ (B)

в – (глины): І – преимущественно каолинитовые; ІІ – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; ІІІ – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Ранее нами были предложены диаграммы $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu^{*}, $(La/Yb)_N$ -Th и $(La/Yb)_N$ -(Eu/Sm)_N [Маслов и др., 2017; Маслов, 2019; Маслов, Шевченко, 2019], на которых по данным из публикации [Вауоп et al., 2015] показаны поля состава тонкозернистых донных осадков устьевых частей современных рек разных категорий: 1) крупных рек (World's major rivers), т.е. рек с площадью водосборного бассейна более 100 000 км²; 2) рек, дренирующих осадочные образования (rivers draining "mixed/sedimentary" formations), площадь водосборного бассейна которых составляет менее 100 000 км²; 3) рек, питающихся продуктами размыва магматических/метаморфических террейнов (rivers draining

igneous/metamorphic terranes); 4) рек, дренирующих вулканические провинции (rivers draining volcanic rocks). Различные аспекты использования этих диаграмм рассмотрены в публикациях [Маслов, 2020; Маслов, Подковыров, 2021а, 2021б, 2021в и др.] на примерах осадочных толщ дорифея, рифея и венда, а также палеозоя и мезозоя.

Далее мы попытаемся, используя аналитические материалы из работы [Jewuła et al., 2022], посмотреть, как распределяются на указанных диаграммам фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород разных стратиграфических уровней и фациальных ассоциаций, и, соответственно, решить вопрос о категориях рек, поставлявших в бассейн, существовавший



Рис. 5. Распределение точек состава аргиллитов венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни (а, б) и Восточной Беларуси (в, г) на диаграммах (La/Yb)_N-Eu/Eu^{*} и (La/Yb)_N-Th Аргиллиты: 1 – волынского этапа; 2 – редкинского этапа; 3 – котлинского этапа; 4 – нижнего кембрия.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024



Рис. 6. Распределение фигуративных точек аргиллитов котлинского этапа, представляющих разные регионы запада ВЕП.

1 – Западная Беларусь и Волынь; 2 – Восточная Беларусь; 3 – Литва.

в венде и раннем кембрии на западе ВЕП, тонкую алюмосиликокластику.

Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород развитых на территории Западной Беларуси и Волыни волынской, валдайской и балтийской серий на диаграммах (La/Yb)_N-Eu/Eu* и (La/Yb)_N-Th сосредоточены преимущественно в полях состава пелитовых и алеврито-пелитовых осадков приустьевых участков современных рек категорий 1 и 2 (рис. 5а, 5б). Каких-либо принципиальных различий между областями точек состава глинистых пород волынского, редкинского или котлинского этапов на обоих графиках нет. Это позволяет считать, что именно подобного типа водные артерии поставляли тонкую алюмосиликокластику в приемные бассейны венда и раннего кембрия, существовавшие на данной территории. Несколько иначе распределены на указанных диаграммах фигуративные точки глинистых пород редкинского и котлинского региоярусов, распространенных на территории Восточной Беларуси. Точки аргиллитов редкинского региояруса сосредоточены преимущественно в поле тонкозернистых осадков приустьевых частей современных рек категории 3, а фигуративные точки аргиллитов котлинского региояруса локализованы, как и точки одновозрастных им образований Западной Беларуси и Волыни, в основном в области перекрытия полей тонкозернистых осадков приустьевых частей рек категорий 1 и 2 (см. рис. 5в, 5г).

Из всего сказанного можно сделать вывод, что в редкинское время в область осадконакопления,

сушествовавшую в Восточной Беларуси, тонкая алюмосиликокластика поступала в результате размыва преимущественно пород кристаллического фундамента ВЕП, а в котлинское время, как и позднее – в лонтоваское, в области размыва присутствовали или доминировали и осадочные породы. Важно также отметить, что точки состава глинистых пород волынского этапа расположены на рассматриваемых диаграммах не в поле тонкозернистых осадков современных рек категории 4, где они, исходя из возможного присутствия на палеоводосборах основных пород Волынско-Брестской КМП, должны были быть, а в области перекрытия полей тонкозернистых осадков современных рек категорий 1 и 2. По всей видимости, как это следует и из результатов исследования популяций обломочного циркона в песчаниках волынского этапа [Jewuła et al., 2022 и ссылки там], реки указанного времени были весьма крупными и транспортировали кластику не с юго-запада (в современных координатах), т.е. из области распространения комплексов пород Волынско-Брестской КМП, а с севера и северо-востока – из Фенноскандии.

Сходство категорий речных систем котлинского этапа хорошо видно и при сравнении положения фигуративных точек аргиллитов указанного времени, представляющих Западную Беларусь и Волынь, Восточную Беларусь и Литву, на диаграммах $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu^{*} и $(La/Yb)_N$ -Th (рис. 6). На обоих графиках точки аргиллитов всех трех регионов сосредоточены преимущественно в области перекрытия полей тонкозернистых осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2. Другими словами, реки того времени были крупными водными артериями, которые аккумулировали тонкую алюмосиликокластику с обширных водосборных пространств, сложенных, скорее всего, различными породными ассоциациями.

Наконец, наиболее представительная информация о валовом химическом составе тонкозернистых обломочных пород разных фациальных ассоциаций имеется в публикации [Jewuła et al., 2022] для фаций русел, отложений аллювиальных конусов выноса и межлопастных их зон, а также отложений пойменных и приливно-отливных областей редкинского уровня. На диаграмме log(SiO₂/ Al₂O₃)–log(Fe₂O₃^{*}/K₂O) все их точки состава тяготеют к классификационным полям вакк, сланцев и железистых сланцев (рис. 7а), т.е. это породы, в которых глинистый компонент, основной адсорбент РЗЭ и других редких и рассеянных элементов, играет преобладающую или существенную роль.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ —Eu/Eu^{*} практически все фигуративные точки указанных выше фациальных ассоциаций сосредоточены в полях тонкозернистых донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (см. рис. 76). Такая же ситуация наблюдается и на графике $(La/Yb)_N$ —Th (см. рис. 7в). Это позволяет считать, что в редкинское время тонкая алюмосиликокластика транспортировалась из областей мобилизации в приемный(ные) бассейн(ы) крупными реками с распространенными на водосборах разнообразными породными ассоциациями (современные реки категории 1) и/или реками, водосборы которых были сложены преимущественно осадочными породами (современные реки категории 2).

Приведенные данные и их обсуждение позволяют считать, что формирование осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия, развитых на территории Республики Беларуси и рядом расположенных районов Литвы, контролировалось преимущественно крупными речными системами, похожими на современные реки категорий 1 (крупные реки с площадью водосборного бассейна более 100000 км²) и 2 (реки, дренирующие осадочные образования, площадь водосборного бассейна которых составляет менее 100000 км²) в терминологии авторов публикации [Bayon et al., 2015]. Транспортировавшаяся ими в приемный бассейн тонкая алюмосиликокластика поступала преимущественно из областей, сложенных породами кристаллического фундамента ВЕП и в той или иной мере содержавших также породы осадочные. Последние





Рис. 7. Локализация точек состава аргиллитов разных фациальных ассоциаций редкинского уровня на диаграммах $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3^*/K_2O)$ (a), $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* (б) и $(La/Yb)_N$ -Th (в) Ассоциации: 1 – речных русел; 2 – аллювиальных конусов выноса и межлопастных депрессий; 3 – пойменных зон; 4 – приливно-отливных равнин.

предположительно могли иметь рифейский возраст, но в основной своей массе были, как это следует из материалов предшественников [Палеогеография..., 1980 и ссылки там], вендскими. Распределение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород венда и нижнего кембрия на диаграммах (La/Yb)_N—Eu/Eu^{*} и (La/Yb)_N—Th с полями состава пелитовых и алеврито-пелитовых осадков приустьевых частей современных рек разных категорий показывает, что магматические породы основного состава, слагавшие Волынско-Брестскую КМП, поставщиками существенного объема тонкой алюмосиликокластики в области осадконакопления в указанные интервалы времени, скорее всего, не являлись.

И еще один момент, на который мы хотели бы в заключение обратить внимание. В материалах 36-й международной встречи седиментологов, прошедшей в июне 2023 г. в г. Дубровнике (Хорватия), в тезисах польских коллег с ярким названием «"It's a trap!" - critical assessment of geochemistry-based proxis in reconstructing past environments» высказаны сомнения в корректности выводов о палеообстановках формирования осадочных толщ, получаемых без должного учета данных о минералогии глинистых пород и их тонкой фракции, а также седиментологических наблюдений [Jewula et al., 2023]. Мы согласны с обозначенными в указанной краткой заметке опасениями о том, что содержание и распределение таких часто используемых в палеореконструкциях элементов, как K, B, Ga, Rb и Cs, в основном контролируются относительными количествами калиевого полевого шпата, иллита и смектита, а также каолинита, гематита и ряда других минералов и, таким образом, не являются индикаторами среды геологического прошлого. Вместе с тем, исходя из своего опыта и опыта наших предшественников, мы полагаем, что реконструкции состава пород – источников тонкой алюмосиликокластики или категорий рек, транспортировавших ее из областей эрозии в приемные бассейны, основанные на разнообразных литогеохимических приемах и подходах, все же имеют право на существование.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны М. И. Тучковой за помощь в подборе литературы и анонимным рецензентам, советы и замечания которых во многом способствовали улучшению стиля представления материалов и выводов работы. Иллюстрации к статье выполнены Н. С. Глушковой.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023-0004) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев В.А. Литологические особенности вендских отложений Литвы // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 61–68.

Геология Беларуси / Отв. ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 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 верхневендскихнижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 3–20.

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

Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.

Маслов А.В. Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сылвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 751–770.

Маслов А.В. Типы рек-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений юры и нижнего мела запада Западно-Сибирского мегабассейна // Изв. вузов. Геология и разведка. 2020. Т. 63. № 4. С. 52–61.

Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек мира: опыт сопоставления // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.

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.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Категории водосборовисточников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 1. С. 3–27.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 20216. № 3. С. 216–242.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеанская геология. 2021в. Т. 40. № 4. С. 99–117.

Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий / классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.

Махнач А.С., Веретенников Н.В. Венд Беларуси – один из приоритетных стратотипов вендской системы Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 123–126.

Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. и др. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1. С. 36–43.

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

Свешников К.И., Деревская Е.И., Приходько В.Л., Косовский Я.А. Петрохимическая структура толщи ранневендских базальтоидов юго-запада Восточно-Европейской платформы // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2010. № 1. С. 77–84.

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

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Б. М. Келлер, А. Ю. Розанов. М.: Наука, 1979. 236 с.

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

Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.

Bojanowski M.J., Goryl M., Kremer B. et al. Pedogenic siderites fossilizing Ediacaran soil microorganisms on the Baltica paleocontinent // Geology. 2020. V. 48. P. 62–66.

Bojanowski M.J., Marciniak-Maliszewska B., Środoń J., Liivamägi S. Extensive non-marine depositional setting evidenced by carbonate minerals in the Ediacaran clastic series of the western East European Craton // Precambrian Res. 2021. V. 365. 106379.

Burzin M.B. Late Vendian (Neoproterozoic III) microbial and algal communities of the Russian Platform: Models of facies-dependent distribution, evolution and reflection of basin development // Riv. Ital. di Paleontol. Stratigr. 1996. V. 102. P. 307–316.

Derkowski A., Środoń J., Goryl M. et al. Long-distance fluid migration defines the diagenetic history of unique Ediacaran sediments in the East European Craton // Basin Res. 2021. V. 33. P. 570–593.

Èyþienë J., Đliaupa S., Lazauskienë J. et al. Characterization of the Lower Cambrian Blue Clays for deep geological disposal of radioactive waste in Lithuania // Geologija. 2005. № 52. P. 11–21.

Goryl M., Marynowski L., Brocks J.J. et al. Exceptional preservation of hopanoid and steroid biomarkers in Ediacaran sedimentary rocks of the East European Craton // Precambrian Res. 2018. V. 316. P. 38–47.

Habryn R., Krzeminska A., Krzeminski L. Detrital zircon age data from the conglomerates in the Upper Silesian and Małopolska Blocks and their implications for the pre-Variscan tectonic evolution (S. Poland) // Geol. Quart. 2020. V. 64. P. 321–341.

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

Jankauskas T. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius, 2002. 256 p.

Jewuła K., Środoń J., Kędzjor A. et al. "It's a trap!" – critical assessment of geochemistry-based proxis in reconstructing past environments // 36th IAS International Meeting of Sedimentology. Abstract book. Dubrovnik: IAS, 2023. P. 412.

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.

Kilda L., Friis H. The key factors controlling reservoir quality of the Middle Cambrian Deimena Group sandstone in West Lithuania // Bul. Geol. Soc. Denmark. 2002. V. 49. P. 25–39.

Kuzmenkova O. F., Laptsevich A. G., Streltsova G. D., Minenkova T.M. Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orsha depression and Zhlobin saddle (Bykhov parametric borehole) // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий. Минск: Строймедиапроект, 2018. С. 101–104.

Kuzmenkova O.F., Shumlyanskyi L.V., Nosova A.A. et al. Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine // Літасфера. 2011. T. 35. № 2. C. 3–11.

Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J. et al. Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: a unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint // Precambrian Res. 2018. V. 316. P. 66–82.

Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J. et al. Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800 million year record of Baltica's climatic conditions // Precambrian Res. 2021. V. 363. P. 106327

Paczesna J. The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton, Southeastern Poland // Polish Geol. Inst. Spec. Pap. 2010. \mathbb{N} 27. P. 1–96.

МАСЛОВ, ПОДКОВЫРОВ

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.

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, part II: Ukraine // Precambrian Res. 2021. V. 362. 106282.

Poprawa P., Krzeminska E., Paczesna J., Amstrong R. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // Precambrian Res. 2020. V. 346. 105817.

Rozanov A. Y., Łydka K. (Eds) Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the Western East-European Platform. Warsawa: Wydawnictwa Geologiczne, 1987. 114 p.

Shumlyanskyy L.V., Nosova A., Billstrom K. et al. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the mag-

matism and the nature of a crustal contaminant // GFF. 2016. V. 138. P. 17–30.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E. et al. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // Precambrian Res. 2023. V. 386. 106962.

Środoń J., Gerdes A., Kramers J., Bojanowski M. 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.

Środoń J., Kuzmenkova O.F., Stanek J.J. et al. Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton // Precambrian Res. 2019. V. 325. P. 217–235.

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

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

CATEGORIES OF RIVERS THAT FORMED VENDIAN AND LOWER CAMBRIAN SEDIMENTARY SEQUENCES, WESTERN PART OF EAST EUROPEAN PLATFORM (ACCORDING TO LITHOGEOCHEMISTRY DATA)

A. V. Maslov^{1, *}, V. N. Podkovyrov^{2, **}

¹ Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017, Russia ² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034, Russia * e-mail: amas2004@mail.ru ** e-mail: vpodk@mail.ru

Based on lithogeochemical data for fine-grained clastic rocks of the Volyn, Valdai and Baltic series of the west of the East European Platform (Belarus and Volyn, partly Lithuania), categories of rivers that transported fine-grained aluminosiliciclastics to the sinks were reconstructed. It is concluded that the formation of Vendian and Lower Cambrian sedimentary sequences developed in this area was controlled mainly by river systems similar to modern large rivers (rivers with a catchment area > 100000 km²) and rivers draining sedimentary formations (rivers with a catchment area < 100000 km²). The fine-grained aluminosiliciclastics transported by them came mainly from areas composed of rocks of the crystalline basement of the platform and, in part, sedimentary formations. The distribution of data points of Vendian and Lower Cambrian clay rocks on the diagrams $(La/Yb)_N$ –Eu/Eu^{*} and $(La/Yb)_N$ –Th with fields of composition of pelitic and silty-pelitic sediments in the estuarine parts of modern rivers of different categories shows that mafic rocks of the Volyn-Brest large igneous province, apparently, were not suppliers of fine-grained aluminosiliciclastics in the indicated time intervals.

Keywords: clay rock, category of rivers, Vendian, Lower Cambrian, western part of the East European Platform

УДК 553.9+553.21

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

© 2024 г. С. Г. Ковалев*, С. С. Ковалев, А. А. Шарипова

Институт геологии УФИЦ РАН, ул. Карла Маркса, 16/2, Уфа, 450077, Россия

*e-mail: kovalev@ufaras.ru Поступила в редакцию 21.06.2023 г. После доработки 19.07.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

В результате изучения терригенных пород шатакского комплекса, включающего отложения кузьелгинской и каранской подсвит машакской свиты (RF₂) обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Ce), монацит-(Ce), монацит-(Nd), ксенотим-(Y), РЗЭ-содержащий эпидот и неидентифицированные соединения.

Установлено, что при метаморфизме терригенных пород детритовый циркон выступает в качестве селективного концентратора иттрия, тяжелой группы редкоземельных элементов и тория. Проведенный сравнительный анализ показал, что по химическому составу редкоземельные минералы (монацит-(Ce) и ксенотим-(Y)) из пород шатакского комплекса существенно отличаются от аналогов из других комплексов, расположенных на западном склоне Южного Урала присутствием в монаците гадолиния, а в ксенотиме — легкой группы РЗЭ, представленной Ce, Nd и Sm. При близости термобарических параметров метаморфизма, характеризующих степень изменения пород структурно-вещественных комплексов западного склона Южного Урала, одним из основных факторов, определяющих особенности состава редкоземельных минералов, является химизм среды минералообразования.

Кючевые слова: западный склон, Южный Урал, шатакский комплекс, редкоземельная минерализация, алланит-(Се), монацит-(Се), ксенотим-(Ү), РЗЭ-содержащий эпидот **DOI**: 10.31857/S0024497X24010027

Генетическая природа, источники вещества и механизмы его перераспределения при формировании редкоземельной минерализации являются предметом острых дискуссий. В частности, активно обсуждаются вопросы метаморфогенного генезиса минералов редкоземельных элементов (P3Э) [Wing et al., 2003; Gibson et al., 2004; Kohn, Malloy, 2004; Finger, Krenn, 2006; Tomkins et al., 2007; Janots et al., 2009; Савко и др., 2010 и др.]. Большое количество публикаций посвящено редкоземельному минералообразованию в породах, выступающих в качестве рудных либо рудоносных формаций на этот вид минерального сырья [Кулешевич, Дмитриева, 2012; Anenburg et al., 2015 и др.].

Шатакский комплекс является частью машакской свиты (RF_2), распространенной на хребте Большой Шатак. Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных различным аспектам геологического строения комплекса, литологии и петрографии, слагающих его пород, а также отдельным вопросам стратиграфии, геохимии и минералогии [Парначев и др., 1986; Пучков, 2000, 2010; Маслов и др., 2004, 2018; Ковалев, Высоцкий, 2006, 2008, 2018а и др.], многие проблемы остаются либо дискуссионными, либо практически полностью не освещенными в современной литературе. В частности, слабо изучена детальная минералогия практически всех петротипов пород, входящих в состав комплекса. Концентрация внимания в данной работе на редкоземельной минерализации в терригенных породах шатакского комплекса обусловлена тем, что в последнее время минералы редких земель были обнаружены в различных структурновещественных комплексах западного склона Южного Урала. Вероятно, одним из первых привлек внимание к этому вопросу А. А. Алексеев [Алексеев и др., 2003; Алексеев, Тимофеева, 2007], который описал редкоземельные фосфаты в породах суранской, юшинской, машакской и зигазино-комаровской свит нижнего и среднего рифея, а также в аллювиальных отложениях водотоков бассейна реки Белой на западном склоне Южного Урала. В последнее время информация о площади распространение редкоземельной минерализации в регионе, ее приуроченность к различным структурно-вещественным комплексам и видовое разнообразие существенно увеличилась [Ковалев и др., 2017а, 20176; Ковалев, Ковалев, 2023 и др.].

Целью данной работы является детальная характеристика редкоземельной минерализации, обнаруженной в терригенных образованиях шатакского комплекса, который представляет собой часть машакской свиты (RF₂), распространенную на хребте Большой Шатак. В данной работе в его





 архей-протерозойские отложения нерасчлененные, 2 – нижнерифейские отложения нерасчлененные, 3 – среднерифейские отложения нерасчлененные, 4 – юшинская свита, 5 – нерасчлененные отложения зигазино-комаровской и авзянской свит, 6 – зигальгинская свита, 7 – машакская свита, 8 – верхнерифейские отложения нерасчлененные, 9 – риодациты, 10 – базальты, 11 – конгломераты, 12 – песчаники, 13 – сланцы, алевросланцы, 14 – точки отбора проб. составе рассматриваются отложения кузъелгинской и каранской подсвит. Первая представлена так: в нижней части терригенными породами (85– 100 м), в средней преобладают базальты с пластами конгломератов (130–140 м), в верхней – риолиты мощностью до 180 м. Вторая сложена эффузивами основного состава, песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами и алевролитами общей мощностью отложений до 570 м (рис. 1). Среднерифейский возраст пород основан на инструментальном определении возраста циркона из базальтоидов различными методами: методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по 207 Pb/ 206 Pb и 206 Pb/ 238 U отношениям – 1380.6±1.1 млн лет и 1380.1±0.5 млн лет [Пучков, 2010].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы были обнаружены и изучены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Обработка спектров производилась автоматически с помощью программного пакета AzTec One по методике TrueQ. Параметры съемки соответствовали: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 с в режиме Point&ID, диаметр пучка ~3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями. Формулы минералов рассчитывались по методике [Булах, 1967; Кривовичев, Гульбин, 2022].

Концентрации редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Точность измерения составила (в г/т): La - 0.01; Ce - 0.01; Pr - 0.01; Nd - 0.01; Sm - 0.005; Eu - 0.005; Gd - 0.01; Tb - 0.005; Dy - 0.01; Ho - 0.005; Er - 0.01; Tm - 0.005; Yb - 0.01; Lu - 0.005. Анализ подготовленных растворов проводился на приборах ELAN-6100 DRC и Agilent 7700 с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALQUANT.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Осадочные породы слагают около 75% объема шатакского комплекса и представлены преимущественно конгломератами и песчаниками. Алевролиты, алевросланцы и глинистые сланцы встречаются относительно редко. Конгломераты развиты на нескольких стратиграфических уровнях. Они на 70-80% сложены хорошо окатанными обломками кварцитопесчаников и кварцитов, реже — железистых кварцито-песчаников и микрокварцитов. Цемент – кварцевый песчанистый материал и мелкочешуйчатая серицит-хлоритовая масса. Песчаники представлены кварцевыми разностями, на 80-90% состоящими из обломков кварца с хлорит-серицитовым цементом. Алевролиты, алевросланцы и глинистые сланцы встречаются в тонком переслаивании друг с другом, реже слагают самостоятельные маломощные горизонты и пачки.

Распределение РЗЭ в конгломератах шатакского комплекса характеризуется широким разбросом значений (на два порядка) всей группы РЗЭ при практически полной идентичности спектров (рис. 2в), что, на наш взгляд, обусловлено переменным количеством кварцевого материала галек в пробах. При этом степень фракционирования РЗЭ колеблется в очень широких пределах:



Рис. 2. Нормализованное распределение РЗЭ в терригенных породах шатакского комплекса Континентальная кора – по работе [Rudnick, Gao, 2003]. Содержания РЗЭ в песчаниках – по работе [Маслов и др., 2020].

					Номе	ер п/п				
D	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Элемент					Номе	р обр.				
	C1/146	C1/146	C1/146	C1/171	C41/273	C1/287.5	C41/213	C1/146	C41/273	C41/273
SiO ₂	37.55	37.85	36.37	32.89	33.99	35.26	35.19	34.44	37.85	36.37
Al_2O_3	24.27	23.58	23.84	19.03	18.84	23.17	21.77	21.73	23.58	23.84
CaO	16.7	16.06	16.41	13.18	12.82	16.67	16.23	15.9	16.06	16.41
FeO	10.18	10.31	9.76	12.75	12.98	10.48	10.84	9.95	10.31	9.76
La ₂ O ₃	1.94	2.24	1.82	3.27	6.17	2.27	2.17	1.46	2.24	1.82
Ce ₂ O ₃	5.42	6.83	6.09	9.89	11.16	7.07	7.46	6.08	6.83	6.09
Pr_2O_3		_		1.29	1.01		0.97	0.91		
Nd_2O_3	2.54	2.80	2.90	4.49	2.37	3.45	4.08	3.35	2.80	2.9
Sm_2O_3	_		0.79	-			0.86		_	
Сумма	98.6	99.67	97.19	97.58	99.34	98.37	98.71	94.68	99.67	97.19
			Крис	таллохимі	ические ко	ээффицие	нты			
Si	3.12	3.16	3.09	3.01	3.08	3.01	3.04	3.06	3.16	3.09
Al	2.38	2.32	2.39	2.06	2.01	2.33	2.22	2.28	2.32	2.39
Ca	1.49	1.44	1.49	1.29	1.24	1.52	1.50	1.51	1.44	1.49
Fe	0.71	0.72	0.69	0.98	0.98	0.75	0.78	0.74	0.72	0.69
La	0.06	0.07	0.06	0.11	0.21	0.07		0.05	0.07	0.06
Ce	0.17	0.21	0.19	0.33	0.37	0.22	0.24	0.20	0.21	0.19
Pr		_		0.04	0.03	_	0.03	0.03		_
Nd	0.08		0.09	0.15	0.08	0.11	0.13	0.11	0.08	0.09
Sm				0.02		_		0.03	-	_
0					12	2.5				

Таблица 1. Репрезентативная выборка химического состава алланита-(Се) и РЗЭ-содержащего эпидота из терригенных пород шатакского компплекса (мас. %)

Примечание. 1–5 – алланит-(Се), 6–10 – эпидот. Номера образцов соответствуют номерам на рис. 1в, 1г. Здесь и далее прочерк – количество элемента меньше точности метода определения.

La_n/Lu_n – от 0.12 до 2.87, Ce_n/Yb_n – от 0.55 до 10.89, как и дифференцированность легкой (La_n/Sm_n – 0.17–1.13) и тяжелой (Gd_n/Yb_n – 0.4–4.51) групп. Конфигурация нормализованного на континентальную кору по [Rudnick, Gao, 2003] тренда распределения РЗЭ в песчаниках близка к таковой, характеризующей конгломераты (см. рис. 2в), но при значительно меньшем разбросе значений. Так, степень фракционирования колеблется в узких пределах (La_n/Lu_n – от 1.82 до 2.9, Ce_n/Yb_n – от 1.89 до 2.71), как и дифференцированность легкой (La_n/Sm_n – 0.89–0.93) и тяжелой (Gd_n/Yb_n – 1.57–1.77) групп.

В результате детального изучения минералогии терригенных пород шатакского комплекса обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Се), монацит-(Се), монацит-(Nd), ксенотим-(Y), неидентифицированные соединения, а также РЗЭ-содержащий эпидот, характеристика которых приводится ниже.

Алланит-(*Ce*) самый распространенный минерал во всех разновидностях пород шатакского комплекса. Он встречается в виде ксеноморфных выделений и удлиненно-таблитчатых кристаллов размером до 50 мкм (рис. 3a-3r). Кроме того, часто фиксируются его агрегаты размером 200×400 мкм, сложенные спутанно-удлиненными индивидами (см. рис. 36). По химическому составу все обнаруженные алланиты относятся к цериевой разновидности $Ce_2O_3 \ge La_2O_3 \pm (Pr_2O_3) + Nd_2O_3$ (табл. 1). Кроме того, в составе минерала установлен иттрий в количестве 0.19-0.77 мас. %.



Рис. 3. Микрофотографии алланита (а–г) и РЗЭ-содержащего эпидота из терригенных пород шатакского комплекса с результатами съемки объекта (д) в характеристических лучах La, Ce, Nd Индексы микрофотографий соответствуют номерам проб на рис. 1в, 1г: а – C1/287.5; б, в, д – C1/146; г – C41/273. *Сокращения:* all – алланит, hl – хлорит, q – кварц.

В горизонте переслаивания песчаников и сланцев каранской подсвиты (см. рис. 1г, обр. С41/213) встречены относительно крупные (до 1 мм по удлинению) ксеноморфные выделения алланита нестехиометричного состава $((Ca_{0.71} Ce_{0.22} La_{0.07} Pr_{0.05} Nd_{0.11})_{1.16} (Al_{0.31} Fe_{0.50})$ $Mg_{0,03})_{0.84}$ (Si_{1.98} Al_{1.02}) Σ_3 O₈; (Ca_{0.67} Ce_{0.26} La_{0.07} Pr_{0.04} Nd_{0.11}) _{Σ1.15} (Al_{0.33} Fe_{0.50} Mg_{0.02}) _{Σ0.85} (Si_{1.98} $Al_{1.02}$) $\Sigma_3 O_8$; (Ca_{1.76} Ce_{0.17} La_{0.07} Nd_{0.07} Pr_{0.04}) $\Sigma_{2.11}$ $(Al_{2.07} Fe_{0.78} Mg_{0.04}) \Sigma_{2.89} (Si_{3.54} Al_{0.46}) \Sigma_{4} O_{14}),$ в которых суммарное количество РЗЭ (при Се > > Nd > La > Pr) колеблется от 20.48 мас. % до 33.37 мас. %. Близкие по составу соединения $((Ca_{1.31} La_{0.18} Ce_{0.42} Nd_{0.08} Pr_{0.06}) \Sigma_{2.05} (Al_{2.03} Fe_{0.81})$ $\begin{array}{c} (\text{Cl} a_{1.31} - \text{M}a_{0.10} \ \text{K}_{2.95} \ (\text{Si}_{3.70} \ \text{Al}_{0.30}) \ \textbf{\Sigma}_{4} \ \textbf{O}_{14} \ \textbf{u} \ (\text{Ca}_{0.55} \ \text{Ce}_{0.21} \ \text{La}_{0.10} \ \text{Pr}_{0.03} \ \text{Nd}_{0.06} \ \textbf{\Sigma}_{0.95} \ (\text{Al}_{0.63} \ \text{Fe}_{0.33} \ \text{Mg}_{0.03} \ \textbf{Mg}_{0.03} \ \textbf{Mg}_{0.$ $Mn_{0.01}$ Ti_{0.05}) $\Sigma_{1.05}$ (Si_{2.65} Al_{0.35}) Σ_{3} O₈) с суммарным содержанием РЗЭ – 20.01 мас. % и 18.51 мас. % соответственно были обнаружены и в конгломератах кузъелгинской подсвиты, что свидетельствует об их широком распространении по всему разрезу изученных подсвит.

Кроме алланита-(Се), входящего в группу эпидота, в терригенных породах шатакского комплекса обнаружен РЗЭ-содержащий

Се (0.89-14.84 мас. %), Nd (0.3-4.5 мас. %), Pr Si_{1.98} (0.75-1.33 мас. %), Sm (0.65-0.92 мас. %) и редко Th (1.1-1.87 мас. %) (см. табл. 1). O₁₄), *Ксенотим-(Y)* в терригенных породах встречается в виде цепочечно-прожилковидных обособлений, сложенных сростками ограненных кристаллов либо ксеноморфных выделений. Fe_{0.81} Микропрожилки располагаются в цементе кон-

пликропрожилки располагаются в цементе конгломератов и имеют сложноветвящуюся и прерывистую форму (рис. 4а). Данный тип минерализации ранее не был описан в мировой литературе [Ковалев и др., 2017]. Здесь же присутствуют нарастания ксенотима на циркон совместно с торитом (см. рис. 4б). В химическом составе ксенотима-(Y), кроме типичных примесных Gd, Dy, Tb, Ho и Yb, установлены Ce, Nd

эпидот¹. Минерал встречается в виде отдельных

выделений неправильной формы, зернистых

масс в цементе либо целиком замещает первичное неидентифицированное вещество облом-

ков в конгломератах (см. рис. 3д). В его химиче-

ском составе установлены La (0.4-7.64 мас. %),

¹Термин "РЗЭ-содержащий эпидот" применяется к минералам, в которых РЗЭ присутствуют в весовых процентах [Gieré, Sorensen, 2004].



Рис. 4. Микрофотографии ксенотима (а–г) и монацита (д, и) из терригенных пород шатакского комплекса Индексы микрофотографий соответствуют номерам проб на рис. 1в, 1г: а, б, е – C1/171; в, д – C1/146; г – C41/273; ж, з – C1/146.5; и – C1/168. *Сокращения:* хпт – ксенотим, zrn – циркон, msk – мусковит, ар – апатит, hl – хлорит, mgt – магнетит, q – кварц, mnz – монацит.

и Sm. Кроме того, встречаются U–Th-содержащие разновидности минерала (табл. 2).

Особый интерес, с нашей точки зрения, представляют выявленные взаимоотношения между ксенотимом-(Y) и цирконом. Как видно по рис. 4, изучение серии препаратов позволяет наблюдать практически все стадии замещения циркония иттрием (см. рис. 46 — формирование эпитаксиальной каймы; рис. 4в — изоструктурное(?) замещение; рис. 4г — полное замещение с реликтовыми ядрами циркона).

Взаимоотношения между ксенотимом и цирконом анализируются в большом количестве публикаций [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hay, Dempster, 2009; Скублов и др., 2011; Макеев, Скублов, 2016 и др.] в связи с исследованиями циркона как одного из важнейших минералов для геохронологии. В целом механизм взаимодействия между цирконом и ксенотимом известен.

Гетеровалентное изоморфное замещение Zr⁴⁺ близким по ионному радиусу Y^{3+} (0.102 нм) проходит с компенсацией заряда, заменой атома Si^{4+} в тетраэдре пятивалентным ионом, в качестве которого, например, может выступать P^{5+} : REE³ + $P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}$ [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Подобный механизм, обеспечивающий возможность присутствия значительного количества ионов Y и геохимически близких к нему тяжелых РЗЭ в кристаллической решетке циркона, является механизмом изоморфного замещения циркония иттрием [Hoskin, Schaltegger, 2003; Harley et al., 2007; Федотова и др., 2008 и др.], что иллюстрируется примером, описанным ранее. Таким образом, можно констатировать, что в нашем случае при метаморфизме терригенных пород детритовый циркон выступает в качестве селективного концентратора иттрия и тяжелой группы редкоземельных элементов.

					Номер п/п	[
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Элемент					Номер обр	•			
	C1/171	C1/171	C1/146	C41/273	C1/146.5	C1/146	C1/146	C1/168	C41/273
P ₂ O ₅	29.3	30.25	32.06	31.12	36.77	38.10	9.84	11.00	14.63
SiO ₂	1.2	0.29	2.28	2.28	-	_	22.08	18.49	13.73
Al_2O_3	_	_					2.43	2.40	_
SO ₃	1.2	1.25		-	_			_	<u>.</u>
ZrO ₃		_				3.12		4.63	3.79
CaO	2.85	2.67	0.57	0.61	0.58	_	1.48	2.43	2.21
FeO		-	0.72	0.48	-	_	4.03	2.85	4.32
PbO ₂	2.23	1.91	?	?				-	_
Ce_2O_3	28.63	29.96	30.94	30.60		_		0.72	0.55
La_2O_3	9.17	10.55	13.25	12.76				?	
Nd_2O_3	10.75	10.41	11.08	10.57	0.73			0.66	
Pr_2O_3	4.32	4.04	3.98	4.42	?	-	_	?	_
Sm_2O_3	2.55	1.76	1.28	1.58	1.25			0.56	
Gd_2O_3			0.27		2.81	3.06	3.57	2.41	1.74
Dy_2O_3					7.49	6.49	5.06	4.27	3.29
Ho ₂ O ₃					1.27	0.98	_	0.93	0.82
Er ₂ O ₃				_	3.55	4.76	2.19	2.07	1.80
Tb_2O_2	-	-	-		_	1.10		_	
Yb ₂ O ₂					2.44	3.57		1.13	_
Y_2O_2					41.86	41.55	32.06	29.19	22.46
Th O ₂			3.15	4.68	0.60	_	13.83	17.82	29.21
U_1O_2	0.65	0.63	-	_	0.24		-	_	
Сумма	92.85	93.72	99.58	99.1	99.59	99.61	99.69	101.56	98.55
	,	,	Кристалло	охимическ	ие коэффи	ииенты	,,,,,,		,
Р	0.976	1.005	1.015	1.002	1.03	1.05	0.61	0.52	0.42
Si	0.047	0.011	0.085	0.087		_	0.32	0.36	0.53
Al		-	01000				0	09	
S	0.035	0.037		-	_				
Zr		-						0	07
Ca	0 120	0.112		0.025	0.02	_	0.05	0	09
Fe	0.120		0.023	0.025	2		0.11	0.08	0.13
Ph	0.022	0.019		- 0.015	•		0.11	0.00	0.15
Ce	0.022	0.019	0 423	0 426		_		0.01	
	0.112	0.150	0.123	0.120				0.01	
Nd	0.155	0.135	0.105	0.179		0.01	_	0.01	
Pr	0.151	0.058	0.054	0.061		0.01	_	0.01	
Sm	0.002	0.024	0.054	0.001	0.01	_		0.01	?
Gd	0.055	0.024	0.010	0.021	0.01	03	0.04	0.01	. 0.02
Dv			0.005		0.08	0.07	0.04	0.05	0.02
Dy Ho					0.00	0.07	2	0.5	0.04
Fr					0.04	0.05	· · ·		
Th		-	-		0.04	0.05		0.02	
Vh					0.02	0.01	_	0.01	
v					0.02	0.04	0.55	0.01	0.42
1					0.74	0.75	0.55	0.31	0.43

Таблица 2. Репрезентативная выборка химического состава монацита-(Се) и ксенотима-(Ү) из терригенных пород шатакского комплекса (мас. %)

КОВАЛЕВ и др.

	Номер п/п											
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
	Номер обр.											
	C1/171	C1/171	C1/146	C41/273	C1/146.5	C1/146	C1/146	C1/168	C41/273			
Кристаллохимические коэффициенты												
Th	_	-	0.027 0.041 - 0.10 0.13 0						0.24			
U	0.006	0.005	_									
0					4							

Таблица 2. Окончание

Примечание. 1-4 – монацит-(Се), 5-9 – ксенотим-(Ү). Номера образцов соответствуют номерам на рис. 1в, 1г.





Элемент		Номер п/п											
	1	2	3	4	5	6							
SiO ₂	8.50	6.50	4.64	14.15	6.46	33.16							
Al_2O_3	7.84	2.76	1.44	1.92	2.99	1.68							
CaO	6.86	7.33	8.56	7.52	7.54	5.84							
FeO	0.75	1.04	2.85	1.84	0.84	0.60							
SrO	4.17	4.59	4.70	4.24	3.59	3.71							
La_2O_3	19.36	23.41	26.27	21.47	22.05	14.22							
Ce ₂ O ₃	37.14	40.34	39.06	36.31	40.41	28.10							
Pr ₂ O ₃	3.55	3.45	2.85	2.70	3.59	2.61							
Nd_2O_3	11.81	10.58	9.63	9.84	12.52	10.08							
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00							

Таблица 3. Химический состав неидентифицированных РЗЭ-соединений из конгломератов шатакского комплекса (мас. %)

Примечание. Химические составы пересчитаны на 100%.

Монацит-(Се) установлен в виде единичных неограненных выделений со сглаженными и округлыми поверхностями (см. рис. 4д, 4е), а также представлен ограненными обломками(?) кристаллов (см. рис. 4з) и ксеноморфными срастаниями (см. рис. 4з) и ксеноморфными срастаниями (см. рис. 4ж). Содержание РЗЭ в его составе подвержено значительным колебаниям. В частности, установлен монацит-(Nd) с 20.42 мас. % Nd₂O₃ и 12.32 мас. % Sm₂O₃. Большая часть изученных монацитов относятся к Th-содержащим разновидностям при варьирующих в широких пределах содержаниях церия (см. табл. 2).

Ранее в терригенных породах шатакского комплекса были описаны разнообразные неидентифицированные Th-REE-соединения переменного состава [Ковалев и др., 2017]. В частности, на рис. 5б изображен обломок(?) кристалла призматической формы, состоящий из торита (Th_{0.96} Ca_{0.04}) _{Σ1.0} (Si_{0.95} Ca_{0.05}) _{Σ1.0} O₄ и двух неидентифицированных соединений – $(Ce_{0.86} La_{0.34} Ca_{0.15} Pr_{0.13} Nd_{0.25} Sm_{0.01} Si_{0.21} Fe_{0.05})$ _{Σ2.0} O₃ и (Ca_{1.27} Ce_{0.85} La_{0.31} Nd_{0.32} Pr_{0.18} Th_{0.01}) $\sum_{2.94} (Al_{1.35} Fe_{0.67} Mg_{0.04}) \sum_{22.06} (Si_{3.18} Al_{0.82})_4 O_{14}.$ На рис. 5в также изображен кристалл призматического габитуса, выполненный светлым и темным веществом, первое из которых – (Се_{0.52} La_{0.20} Ca_{0.13} Pr_{0.10} Nd_{0.17} Si_{0.16} Fe_{0.05})_{Σ 1.33} O₂ – представлено церианитом (SiO₂-5.41, CaO-4.05, FeO-2.1, La₂O₃-17.43, Ce₂O₃-46.64, Pr₂O₃-8.73, Nd₂O₃-15.55, мас. %). В темной фазе (Ca_{1.02} $Ce_{0.94}$ La_{0.32} Nd_{0.33} Pr_{0.15}) _{22.76} (Al_{1.68} Fe_{0.56}) _{22.24} (Si_{2.76} Al_{0.24}) ₂₃ O₁₂ (OH) количество РЗЭ снижается до 43.73 мас. %, при содержании $Ce_2O_3 =$ 23.36 мас. %. В этом же образце присутствует практически идентичный по составу сросток(?)

кристаллов, в котором в светлой фазе ((Ce_{0.85} La_{0.33} Ca_{0.17} Pr_{0.15} Nd_{0.25} Th_{0.02} Si_{0.10} Al_{0.05} Fe_{0.08}) Σ_2 O₄) концентрируются P3Э и Th (суммарно P3Э – 65.59 мас. %; Th – 1.6 мас. %), а в темной – ((Ca_{1.67} Ce_{0.19} La_{0.05} Nd_{0.09} Pr_{0.04}) $\Sigma_{2.04}$ (Al_{2.17} Fe_{0.70} Mg_{0.09}) $\Sigma_{2.96}$ (Si_{3.57} Al_{0.43}) Σ_4 O₁₄) количество редкоземельных элементов понижается до 10.94 мас. % при возрастании SiO₂ до 37.67 мас. % и Al₂O₃ до 23.07 мас. %.

Таким образом, получены новые доказательства широкого распространения в терригенных породах шатакского комплекса неидентифицированных метастабильных(?) РЗЭ-соединений. В частности, к ним относятся тонкие микропрожилки, изображенные на рис. 5а, характерными особенностями химического состава которых являются высокие содержания Се, La, Nd и Sr (табл. 3). Кроме неидентифицированных РЗЭ-соединений в терригенных породах установлены относительно крупные (до 30 мкм и более) обособления, представляющие собой практически неразделяемые РЗЭ-Ү-Тһ-"смеси", которые, возможно являются наноразмерными минеральными агрегатами (см. рис. 5г). Причем, как видно на рис. 5г, циркон и в данной ситуации выступает в качестве "концентратора" РЗЭ-Ү-Тһ-элементов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы об источниках вещества при формировании редкоземельной минерализации и физико-химических параметрах процесса минералообразования активно обсуждаются в литературе. Генетические особенности формирования наиболее распространенной минеральной



Рис. 6. Диаграммы Al_{общ} – REE+Th+Y (по работе [Petrik et al., 1995]) и графики нормализованных содержаний редкоземельных элементов в алланитах из метаморфизованных терригенных пород шатакского комплекса (б), Суранско-Интуратовской зоны (в) и Улу-Елгинско-Кудашмановской зоны (г)

Диаграмма "а": 1 – шатакский комплекс, 2 – Суранско-Интуратовская зона, 3 – Улу-Елгинско-Кудашмановская зона. Хондрит – по работе [Sun, McDonough, 1989].

ассоциации алланит-монацит при прогрессивном метаморфизме метапелитов описывается следующим образом: детритовый монацит → метаморфический алланит → метаморфический монацит \rightarrow апатит [Smith, Barero, 1990; Wing et al., 2003; Finger, Krenn, 2007; Janots et al., 2009; Савко и др., 2010 и др.]. При этом оценки термобарических параметров реакций, а также механизмы их реализации варьируют в широких пределах. Термические условия реакции алланит → монацит до настояшего времени точно не установлены. Большинство авторов полагают, что алланит замещает монацит в интервале 400-450°С и остается стабильным до амфиболитовой фации. Монацит снова появляется в температурном интервале 450-530°С [Smith, Barero, 1990; Wing et al., 2003; Janots et al., 2006 и др.]. Кроме того, установлено, что температура разложения алланита с образованием монацита может варьировать в зависимости от содержаний в породах CaO и Al₂O₃ [Wing et al., 2003].

Генетические условия формирования ксенотим-(Y) + монацит-(Ce) минерализации также рассматриваются в значительном количестве публикаций [Overstreet, 1967; Franz et al., 1996; Heinrich et al., 1997; Cabella et al., 2001; Santana et al., 2015]. При этом важно подчеркнуть, в результате исследований установлено, что при повышении температуры метаморфизма повышается растворимость компонентов монацита и ксенотима [Franz et al., 1996]; при гидротермальном метаморфизме в интервале температур 400—700°С и давлении от 3 до 5 кбар концентрации основных элементов в монаците и ксенотиме не зависят от степени метаморфизма, а связаны только с валовом составов горных пород [Heinrich et al., 1997; Budzyń et al., 2017].

Ранее было установлено, что по эпигенетическим минеральным парагенезисам, петро- и геохимическим особенностям среди терригенных пород шатакского комплекса выделяются производные субщелочного (пропилитизация), кислотнощелочного (березитизация), щелочного и кремнещелочного (серицитизация, калишпатизация, альбитизация) метасоматоза и кислотного выщелачивания (окварцевание) [Ковалев, Ковалев, 2020].

Пропилитовый парагенезис установлен в конгломератах. Минеральные новообразования представлены эпидот-хлоритовой ассоциацией с магнетитом, который развит в виде идиоморфных кристаллов, как в цементе, так и в гальках конгломератов.

Метасоматические изменения, близкие по химизму к березитоидным, характерны для терригенных отложений в целом. Отличительной чертой их минерального состава является кварц-серицитхлоритовый парагенезис, причем хлорит наблюдается в виде прожилковых, струйчатых, шнуровидных выделений, наложенных на более раннюю кварц-мусковитовую ассоциацию.

Сложная история формирования и преобразования пород комплекса во многом определяяет условия генезиса редкоземельной минерализации. Самый распространенный минерал – алланит-(Се) присутствует во всех разновидностях пород. Особенности его химического состава выявляются при анализе диаграммы REE + Th + Y - Al_{обш}, предложенной И. Петриком с соавторами [Petrik et al., 1995] (рис. 6а). Для сравнительного анализа приводятся материалы по редкоземельной минерализации в метаморфизованных терригенных комплексах запалного склона Южного Урала (Суранско-Интуратовской и Улу-Елгинско-Кудашмановской зонам), детальная характеристика которых дана в ранее опубликованных работах [Ковалев и др., 2017; Ковалев, Ковалев, 2022]. Как видно из диаграммы, алланиты всех рассматриваемых комплексов не различаются между собой. Для них характерно наличие практически полного изоморфного ряда между алланитом и эпидотом (за исключнгием минерализации Улу-Елгинской зоны, что объясняется малым количеством анализов) и значительный разброс точек составов по окисленности железа, что подтверждается прямыми геологическими наблюдениями (наличие магнетитовой и гематитовой минерализации).

Анализ графиков, нормализованных на хондрит (по работе [Sun, McDonough, 1989]) содержаний редкоземельных элементов в алланитах (см. рис. 6б—6г), подчеркивает вывод о близости химических составов минералов из всех рассматриваемых зон как по количеству элементов, так и по их содержаниям. В то же время, нормализованные количества редкоземельных элементов в монаците и ксенотиме подвержены значительным колебаниям, и минералы из пород шатакского комплекса существенно отличаются от аналогов из других комплексов присутствием в монаците гадолиния, а в ксенотиме – легких РЗЭ: Се, Nd и Sm (рис. 7).

Ранее было показано, что термобарические параметры метаморфизма пород шатакского комплекса соответствовали условиям: $T = \sim 380-470^{\circ}$ С, $P = \sim 3-8$ кбар, Суранско-Интуратовского комплекса – $\sim 360-450^{\circ}$ С, $P = \sim 3-7$ кбар, Улу-Елгинско-Кудашмановской зоны – $T = \sim 390-490^{\circ}$ С, $P = \sim 2.5-9.9$ кбар [Ковалев и др., 20186]. То есть степень метаморфизма пород всех структурновещественных комплексов близка по значениям.



Рис. 7. Графики нормализованных содержаний РЗЭ в монаците и ксенотиме из метаморфизованных терригенных пород шатакского комплекса (а, б), Суранско-Интуратовской зоны (в, г) и Улу-Елгинско-Кудашмановской зоны (д, е). Хондрит – по работе [Sun, McDonough, 1989]

Этот факт свидетельствует о том, что в процессе формирования редкоземельных минералов важное значение имеет химический состав среды минералообразования [Heinrich et al., 1997; Budzyń et al., 2017]. Ее влияние на образование определенных минеральных ассоциаций было показано Б. Будзинем с соавторами при экспериментальном исследовании стабильности фаз в системах монацит-(Се)-фторапатит-алланит-(Се) и ксенотим-(Y)-(Y, HREE)-богатый фторапатит-(Y, HREE)-богатый эпидот. В результате установлено, что большая роль при расширении полей существования отдельных минералов из исследованных парагенезисов имеет СаО/ Na₂O [Budzyń et al., 2017]. То есть высокая активность Са (оценочное объемное отношение СаО/ Na₂O 13.3) способствовала образованию богатого

РЗЭ эпидота и алланита-(Се) за счет монацита-(Се). Напротив, низкое значение CaO/Na₂O (~1.0) предотвратило образование богатого РЗЭ эпидота и алланита-(Се). В сланцах шатакского комплекса CaO/Na₂O составляет: среднее 3.79 при разбросе значений от 0.2 до 17.0, в конгломератах - 4.74, 2.81-6.02 соответственно. В породах Суранско-Интуратовской зоны CaO/Na₂O соответствует: среднее -2.79, разброс - от 0.29до 8.92, в Улуелгинско-Кудашмановской зоне: среднее – 1.35, разброс – от 0.26 до 4.92. Таким образом, максимальный разброс кальцийнатрового отношения, характерный для пород шатакского комплекса, является одним из важных факторов многообразия и своеобразия формирующихся редкоземельных минеральных ассоциаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог проведенным исследованиям, необходимо акцентировать внимание на следующем:

 в результате детального изучения в метаморфизованных терригенных породах шатакского комплекса обнаружены многочисленные редкоземельные минералы: алланит-(Се), монацит-(Се), монацит-(Nd), ксенотим-(Y), РЗЭ-содержащий эпидот и неидентифицированные соединения;

 установлено, что при метаморфизме терригенных пород детритовый циркон выступает в качестве селективного концентратора иттрия, тяжелой группы редкоземельных элементов и тория;

– по химическому составу редкоземельные минералы (монацит-(Се) и ксенотим-(Y)) из пород шатакского комплекса существенно отличаются от аналогов из других комплексов, расположенных на западном склоне Южного Урала присутствием в монаците гадолиния, а в ксенотиме – легкой группы РЗЭ, представленной Се, Nd и Sm;

 при близости термобарических параметров метаморфизма, характеризующих степень изменения пород структурно-вещественных комплексов западного склона Южного Урала, одним из основных факторов, определяющих особенности состава редкоземельных минералов, является химизм среды минералообразования.

конфликт интересов

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

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-27-00023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Тимофеева Е.А. Монацитовая минерализация и перспективы редкоземельного оруденения в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. 2003. Т. 2. С. 112–115.

Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. Редкоземельнофосфатная минерализация в метатерригенных толщах рифея Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник. 2007. № 3. С. 194–195.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 141 с.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометальной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 4. С. 415–421.

Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 280–289.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Th–REEминерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки Российского минералогического общества. 2017а. № 5. С. 59–79.

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Пучков В.Н. Первые находки парагенетической Th—РЗЭ-минерализации в докембрийских породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 20176. Т. 476. № 5. С. 547–552.

Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Модель образования магматических пород Шатакского комплекса // Геологический вестник. 2018а. № 2. С. 3–13. DOI: doi.org/10.31084/2619-0087/2018-2-1

Ковалев С.С., Пучков В.Н., Ковалев С.Г., Высоцкий С.И. Первые данные о количественной оценке параметров вендского метаморфизма восточной части Башкирского мегантиклинория // Докл. РАН. 2018б. Т. 483. № 3. С. 301–305.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Минералообразующие процессы в вулканогенно-осадочных породах Шатакского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 27–46. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-2

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Ксенотимовая минерализация в различных структурно-вещественных комплексах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Записки Российского минералогического общества. 2022. Ч. СLI. № 1. С. 74–91.

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Первые данные о Th–REEминерализации в магматических породах основногоультраосновного состава западного склона Южного Урала // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 1. С. 95–107.

Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов // Записки Российско-го минералогического общества. 2022. Ч. С.І. № 1. С. 114–124.

Кулешевич Л. В., Дмитриева А.В. Минералы и источники редкоземельных элементов в Карелии // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. Науки о Земле. 2012. № 4. С. 62–66. https://www.elibrary.ru/item.asp?id=17774393 *Макеев А.Б., Скублов С.Г.* Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821–828.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. и др. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 414–441.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. и др. Синрифтовые осадочные образования машакской свиты среднего рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 3. С. 303–325.

Маслов А. В., Гареев Э. З., Подковыров В. Н., Ковалев С. Г. Литогеохимия обломочных пород машакской свиты (западный склон Южного Урала): в поисках "камуфлированной" пирокластики // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 1. С. 121–145. doi.org/10.21638/ spbu07.2020.107

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Савко К.А., Кориш Е.Х., Пилюгин С.М., Полякова Т.Н. Фазовые равновесия редкоземельных минералов при метаморфизме углеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 402–433.

Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л. и др. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 6. С. 792–799.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Anenburg M., Katzir Y., Rhede D. et al. Rare earth element evolution and migration in plagiogranites: a record preserved in epidote and allanite of the Troodos ophiolite // Contrib Mineral Petrol. 2015. V. 169. P. 1–19. DOI: 10.1007/s00410-015-1114-y

Budzyń B., Harlov D.E., Kozub-Budzyń G.A., Majka J. Experimental constraints on the relative stabilities of the two systems monazite-(Ce) – allanite-(Ce) – fluorapatite and xenotime-(Y) – (Y, HREE)-rich epidote – (Y, HREE)-rich fluorapatite, in high Ca and Na–Ca environments under P–T conditions of 200–1000 MPa and

450-750°C // Miner. Petrol. 2017. V. 111. P. 183-217. DOI: 10.1007/s00710-016-0464-0

Cabella R., Lucchetti G., Marescotti P. Authigenic monazite and xenotime from pelitic metacherts in pumpellyite-actinolite-facies conditions, Sestri-Voltaggio Zone, central Liguria, Italy // The Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. P. 717–727.

Finger F., Krenn E. Three metamorphic monazite generations in a high_pressure rocks from Bohemian Massif and the potentially important role of apatite in stimulating polyphase monazite growth along a PT loop // Lithos. 2006. V. 95. P. 103–115.

Franz G., Anderehs G., Rhede D. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany // Eur. J. Mineral. 1996. V. 8. № 5. P. 1097–1118. DOI: 10.1127/ejm/8/5/1097

Gibson D.H., Carr S.D., Brown R.L., Hamilton M.A. Correlations between chemical and age domains in monazite, and metamorphic reactions involving major pelitic phases: an integration of ID-TIMS and SHRIMP geochronology with Y-Th-U X-ray mapping // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 237–260. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2004.06.028

Gieré R., Sorensen S.S. Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2004. V. 56. P. 431–493.

Harley S.L., Kelly N.M., Molle A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. V. 3. P. 25–30. https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.25

Hay D.C., Dempster T.J. Zircon Behaviour during Lowtemperature Metamorphism // Journal of Petrology. 2009. V. 50. № 4. P. 571–589. DOI: 10.1093/petrology/egp011

Heinrich W., Andrehs G., Franz G. Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration // Journal of Metamorphic Geology. 1997. V. 15. № 1. P. 3–16. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1997.t01-1-00052.x

Hoskin P.W.O. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62. DOI: 10.2113/0530027

Janots E., Engi M., Berger A. et al. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite-monazite-xenotime phase relations from 250 to 610°C // J. Metamorphic Geol. 2008. V. 26. P. 509–526. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2008.00774.x

Janots E., Engi M., Rubatto D. et al. Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating // Geology. 2009. V. 37. \mathbb{N} 1. P. 11–14.

Kohn M.J., Malloy M.A. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. \mathbb{N} 1. P. 101–113.

Overstreet W. C. The geologic occurrence of monazite // Professional Paper 530. 1967. 327 p. DOI: 10.3133/ pp530 *Petrik I., Broska I., Lipka J., Siman P.* Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia) // Geol Carpath. 1995. V. 46. \mathbb{N}° 2. P. 79–94.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust / Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.

Santana I.V., Wall F., Botelho N.F. Occurrence and behavior of monazite-(Ce) and xenotime-(Y) in detrital and saprolitic environments related to the Serra Dourada granite, Goiás/Tocantins State, Brazil: Potential for REE deposits // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 155. P. 1–13.

Smith H.A., Barero B. Monazite U_Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 602–615.

Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.

Tomkins H.S., Pattison D.R.M. Accessory phase petrogenesis in relation to major phase assemblages in pelites from the Nelson contact aureole, southern British Columbia // J. Metam. Geol. 2007. V. 25. \mathbb{N} 4. P. 401–421. DOI: 10.1111/j.1525–1314.2007.00702.x

Wing B.A., Ferry J.M., Harrison T.M. Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: petrology and geochronology // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 228–250. DOI: 10.1007/S00410-003-0446-1

RARE-EARTH MINERALIZATION IN TERRIGENOUS DEPOSITS OF THE SHATAK COMPLEX (SOUTHERN URALS): SPECIES DIVERSITY AND FEATURES OF CHEMICAL COMPOSITION

S. G. Kovalev*, S. S. Kovalev, A. A. Sharipova

Institute of Geology UFRC RAS, Karl Marx str., 16/2, Ufa, 450077, Russia *e-mail: kovalev@ufaras.ru

As a result of the study of terrigenous rocks of the Shatak complex, which includes deposits of the Kuz'elga and Karan subformations, rare earth minerals were found: allanite-(Ce), monazite-(Se), monazite-(Nd), xenotime-(Y), REE-bearing epidote, and unidentified connections.

It has been established that during the metamorphism of terrigenous rocks of detrital zircon, it is a selective concentrator and thorium, a popular group of rare earth elements and thorium. The comparative analysis showed that, in terms of chemical composition, rare-earth minerals (monazite-(Ce) and xenotime-(Y)) from the Shatak rock are significantly important from heavy ones from other complexes observed on the western slope of the Southern Urals by the presence of gadolinium in monazite, and in xenotime – consecutive REE group represented by Ce, Nd and Sm. When calculating the thermal bar, characterizing changes in the composition of structural-material complexes of western origin, slopes from the main factors that determine the characteristics of the chemical composition of rare earth chemical elements, which are the chemical composition of mineral formation.

Keywords: western slope, Southern Ural, Shatak complex, rare earth mineralization, allanite-(Ce), monazite-(Se), xenotime-(Y), REE-bearing epidote

УДК 551.735.1;553.3.072

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2024 г. О. Р. Минина^{а, *}, В. С. Ланцева^а, И. Д. Соболев^ь, И. В. Викентьев^{а, ь}

^а Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047, Республика Бурятия, Россия ^b Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

* e-mail: minina@ginst.ru Поступила в редакцию 03.07.2023 г. После доработки 10.07.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

Рассмотрены данные о составе, возрасте и обстановках формирования ульзутуйской и кыджимитской толш, объединяемых в составе еравнинской серии Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны. Еравнинская серия, мощностью не менее 2400 м, сложена тефротурбидитами со значительным объемом лав и туфов кислого и среднего составов, с которыми пространственно и генетически связаны тектоно-гравитационные микститы. Особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне, примыкающем к зоне активного вулканизма. Впервые по миоспорам возраст ульзутуйской толщи ограничен поздним девоном – ранним карбоном (поздний фамен – ранний турне), кыджимитской толщи – ранним карбоном (визе). В это время формировалась Кыджимитская вулканическая дуга. О надсубдукционной природе дуги свидетельствуют особенности вулканитов (преобладание кислых разностей, принадлежность базальтов к толеитовой, а дацитов и риодацитов к известково-щелочной сериям, присутствие высококалиевых разностей пород, принадлежность их к K-Na типу шелочности, очень низкие значения MgO, низкие и умеренные содержания TiO_2 , высокие Al_2O_3 и K_2O_3 , обогащение вулканогенных пород крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, минимум по Nb и отрицательные значения ϵ Nd), пространственная ассоциация их с монцонитами (имеют надсубдукционные метки) и тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Си и Zn) еравнинской серии. Мы полагаем, что рудовмещающей толщей для колчеданнополиметаллических Ульзутуйского и Озерного месторождений является верхнедевонсконижнекаменноугольная еравнинская серия.

Ключевые слова: еравнинская серия, тефротурбидит, микстит, базальт, дацит, риодацит, палиностратиграфия, поздний девон — ранний карбон **DOI:** 10.31857/S0024497X24010035

Удино-Витимская зона занимает южную часть Байкальской горной области и включает Еравнинскую и Витимскую подзоны (рис. 1). В традиционной схеме стратиграфии палеозоя этой зоны до недавнего времени выделялись вулканогенная олдындинская (\mathcal{E}_1), терригенная химгильдинская (\mathcal{E}_{1-2}), карбонатно-терригенная исташинская (\mathcal{E}_3 –O₁) свиты и вулканогенная сурхебтинская толща (O) [Бутов, 1996; Язмир, 1972; Язмир и др., 1975; Литвиновский и др., 1986 и др.]. В результате исследований последних лет из состава олдындинской свиты были выделены фаунистически охарактеризованные отложения девона-карбона, пересмотрен возраст исташинской, химгильдинской свит и сурхебтинской толщи; они отнесены к верхнему девону и среднему-верхнему карбону, соответственно [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016; Государственная..., 2016]. На тектонических схемах разных авторов Удино-Витимская зона рассматривается как Еравнинский островодужный террейн [Булгатов, Гордиенко, 2004;



Рис. 1. Фрагмент Геологической карты РФ масштаба: 1: 200 000, лист XXVIII (Гунда), упрощенный, на основе работы [Геологическая..., 2016] с местоположением участка детальных работ

1–5 – четвертичные отложения: 1 – аллювиальные, русловые и пойменные (aH); 2 – озерные и болотные (l, bH); 3 – аллювий первой террасы (a¹III-H); 4 – аллювиально-пролювиальные отложения (a, pIII-H); 5 – аллювий второй террассы; 6 – мохейская свита (K_2mh); 7 – ушмунская свита ($K_1uš$); 8 – зазинская свита (K_1zz); 9 – ендондинская (K_1en); 10 – удинская свита ($J_{2-3}ud$); 11–16 – бичурский комплекс, габбро-монцонит-гранитовый (P_2b): 11 – гранитпорфиры (gpP₂b₄), 12 – граносиенит-порфиры (gxpP₂b₄), 13 – диоритовые порфириты (dpP₂b₄), габбро-порфириты (npP₂b₄), 14 – граниты, граносиениты (egP₂b₃), 15 – граниты, лейкограниты, граносиениты (gxP₂b₃), 16 – кварцевые монцониты, монцодиориты, гранодиориты (mP₂b₂); 17 – монцогаббро, габбро (vP₂b₁); 18 – тамирская свита (E_1ol); 21 – гидротермально-метасоматические изменения, без расчленения. На врезке: тектоническая схема Байкало-Витимской складчатой системы (упрощена) с местоположением Удино-Витимской зоны и участка детальных работ.

Зорин и др., 2009], Удино-Витимская зона каледонид [Беличенко, 1962, 1977], Удино-Витимская островодужная система [Гордиенко и др., 2010], Еравнинский прогиб Джида-Витимской системы синклинориев и вулкано-тектонических структур [Геологическая..., 2016]. Мы рассматриваем Удино-Витимскую зону в составе Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья [Руженцев и др., 2012]. Показано, что зона характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского, раннегерцинского и позднегерцинского структурных этажей, находящиеся в сложных структурных соотношениях [Руженцев и др., 2012]. Фундаментом, на котором формировались каледонские и герцинские комплексы, служат разнородные образования байкальского структурного этажа
Система	Отдел	Apyc	Свита, толща	Литология	Мощность, м	Уровень находок органических остатков	
менноугольная	Нижний	Визейский	Кыджимитская толща С ₁ v		1300	7 & @ ⊕ 4 ⊙	$\begin{array}{c} \hline \\ \hline $
Ka		Турнейский	ьзутуйская la D ₃ fm ₃ -C ₁ t	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	006	 ⊕ + ₹	$\begin{bmatrix} \bigcirc \land \checkmark \\ \land \checkmark \bigcirc \end{bmatrix} 6$
			ц шсот				
	хний	Фаменский	имгильдинская свита D ₃ fm ₃		1500	@ ∆ & ⊀	$\begin{array}{c} \bullet - \bullet - & 8 \\ \hline \bullet & \bullet & 9 \\ \hline \hline - & - & 10 \end{array}$
ская	Bep		×	▲ • ▽			
Девон		Франский	Исташинская свита D ₃ f		940	* A O (H)	
	Нижний-средний		Озернинская толща D ₁₋₂	 	1300	₹ \$ ₹ \$	$a = \frac{14}{6}$ 14 $a = \frac{16}{6}$ 15 $a = \frac{16}{6}$ 16



МИНИНА и др.



I – четвертичные отложения (Q); 2–3 – бичурский комплекс (P₂b): 2 – граниты, лейкограниты, граносиениты (γξP₂b₃); 3 – монцодиориты (μP₂b₂); 4 – тамирская свита (P₂m); 5–6 – кыджимитская толша (C₁vkd): 5 – туфы кислого состава; 6 – переслаивание туфоалевролитов, туфоаргиллитов, туфов, туффигов, детритовых известняков (тефротурбидиты); 7 – ульзутуйская толща (D₃fm–C₁t *u*l) – переслаивание пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов, гуфоаргиллитов, алевритистых известняков, отторженцы известняков, вулканитов; 8-10-озернинская толща ($D_{1-2}oz$): 8- переслаивание кремнистоуглистых аргиллитов, известняков; 9 – переслаивание известковистых песчаников, алевролитов, с прослоями алевритистых известняков; 10 – песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов; 11–15 – олдындинская свита ($E_1 - O_2ol$): 11 – андезиты, андезидациты (O_2ol); 12 – биогермные известняки (E_1ol); 13 – риолиты, дациты (€₁o/); 14 – андезибазальты (€₁o/); 15 – плагиориолиты и их туфы (€₁-O₂o/); 16 – тектонические нарушения: а – надвиги, б, в – прочие достоверные (б) и предполагаемые (в); 17 – колчеданно-полиметаллические рудные тела; 18 – место отбора проб и изотопный возраст пород; 19 – элементы залегания; 20 – линия разреза; 21 – высотные отметки; 22 – места находок органических остатков; 23–28 – остатки фауны и флоры: 23 – археоциаты (a), трилобиты (b); 24 – брахиоподы (a), криноидеи (b); 25 – строматопороидеи (a), кораллы (b); 26 – мшанки (a), водоросли (b); 27 – тентакулиты (a), Рис. 3. Схема геологического строения и профиль междуречья Ульзутуй-Известковый (по работе [Минина, 2014] с дополнениями) конодонты (δ); 28 — флора (a), миоспоры (δ).

[Руженцев и др., 2012 и др.]. Каледонский комплекс $(E-O_2)$ включает олдындинскую свиту в составе двух подсвит и субвулканические тела олдындинского комплекса. Свита (мощность от 250 до 1600 м) сложена дифференцированными вулканитами, ассоциирующими с известняками. Установлено, что олдындинская свита формировалась в широком интервале ранний кембрий – средний ордовик на гетерогенном байкальском основании [Руженцев и др., 2012; Минина 2014; Ланцева, 2014]. В строении раннегерцинского комплекса (D-C₁) принимают участие карбонатнотерригенная озернинская толща ($D_{1-2} oz$), терригенные исташинская ($D_3 f is$) и химгильдинская $(D_3 fm_2 hm)$ свиты, карбонатно-терригенновулканогенные ульзутуйская (D₃fm₃-C₁t *ul*) и кыджимитская (C₁v kd) толщи (рис. 2) [Руженцев и др., 2012; Гордиенко и др., 2013; Минина и др., 2016, 2023]. Все толщи выделены из состава олдындинской свиты и распространены в бассейнах рек Ульзутуй, Кыджимит и Левая Олдында. Озернинская толща является основанием разреза и несогласно, с базальными конгломератами, залегает на нижнепалеозойских известняках и вулканитах олдындинской свиты (рис. 3) и ордовикских гранитах кыджимитского комплекса [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Ульзутуйскую и кыджимитскую толщи мы объединяем в составе еравнинской серии. Позднегерцинский комплекс (С2-Р2) включает в себя вулканиты сурхэбтинской толщи $(C_{2-3}sb)$ и тамирской свиты $(P_2 tm)$ [Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012]. Сурхебтинская толща сложена вулканитами среднего и основного составов и их туфами. Возраст толщи определен в 310 млн лет [Гордиенко и др., 2010]. Тамирская свита представлена туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов и имеет возраст 290 млн лет [Гордиенко, 2010; Государственная..., 2016]. Нижнепалеозойские и девонско-каменноугольные отложения прорваны монцонитами с возрастом 303.8 ± 6.2 млн лет (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), имеющими надсубдукционные метки [Руженцев и др., 2012; Государственная..., 2016].

Ключевым звеном в понимании тектонической эволюции Удино-Витимской зоны является Еравнинская подзона, включающая весьма продуктивный в отношении полезных ископаемых Озернинский рудный узел. Среди объектов рудного узла наиболее крупным является сверхкрупное Озерное месторождение [Тарасова и др., 1972; Дистанов и др., 1972; Ковалев, Дистанов, 1983; Царев, 1983; Викентьев и др., 2023],

колчеданно-полиметаллические руды которого и аналогичного ему Ульзутуйского месторождения, традиционно связывают с нижнепалеозойской олдындинской свитой каледонского комплекса [Васильев, 1977; Гордиенко и др., 2013; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Государственная..., 2016 и др.]. Следует отметить, что к настоящему времени получены новые данные о возрасте рудоносной озерной пачки олдындинской свиты Озерного месторождения, свидетельствующие о накоплении рудовмещающих отложений в турнейском веке раннего карбона, а не в кембрии [Минина и др., 2023]. Состав, строение и возраст озерной пачки позволяют сопоставлять ее с верхней частью разреза ульзутуйской и нижней частью разреза кыджимитской толщ еравнинской серии, распространенной северо-восточнее Озерного месторождения (водораздел рек Ульзутуй – Известковый), и вмещающей руды Ульзутуйского месторождения (см. рис. 1,) [Минина и др., 2023].

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

К настоящему временим, несмотря на относительно высокую степень изученности Озерного месторождения и аналогичных ему второстепенных месторождений и проявлений, до сих пор остаются дискуссионными их генезис, возраст руд и вмещающих их отложений. Предполагается, что формирования месторождения по времени являются или раннекембрийскими, или мезозойскими, а происхождение руд, соответственно, вулканогенно-осадочным или гидротермально-метасоматическим (эпигенетическим) [Васильев, 1977; Ковалев, Дистанов, 1983; Царев, 1983; Гордиенко, Нефедьев, 2015 и др.]. Благодаря большому объему горных работ, проделанных ОАО "Озерный ГОК" в пределах Озернинского рудного узла, авторы имели возможность доизучить состав, особенности строения и уточнить возраст палеозойских стратифицированных образований. В нашей статье обобщены и проанализированы имеющиеся и вновь полученные данные о вулканогенноосадочных и вулканогенных образованиях ульзутуйской и кыджимитской толщ еравнинской серии, распространенной в Озернинском рудном узле. Исследования включали полевое описание разрезов этих толщ с отбором проб для петрографического, петролого-геохимического и палинологического изучения. Петрографические наблюдения проведены с помощью микроскопа Olimpus BX51 (В. С. Ланцева, А. В. Патрахина). Изучение палинологических проб проводилось в лаборатории Воронежского госуниверситета (палинолог Л. Н. Неберикутина). Для палинологических исследований пробы отбирались послойно, преимущественно из тонкозернистых вулканогенно-осадочных пород. Использовалась методика комплексного изучения органомацерата, просматривался весь полученный осадок (до 30-50 препаратов, насчитывалось не менее 50-60 форм). Определяющим критерием возрастной характеристики палинокомплексов был их качественный состав [Методические..., 1987]. Определение главных породообразующих элементов в пробах вулканитов кыджимитской толщи было выполнено рентгенофлуоресцентным методом с применением последовательного волнодисперсионного спектрометра S4 PIONEER фирмы Bruker AXS (Германия) с рентгеновской трубкой мощностью 4кВт с Rh-анодом и Ве-окном толщиной 75 мкм в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва). Содержание рассеянных компонентов в породах были определены методом ICP MS в Аналитическом сертификационно-испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Москва). Изотопные Sm-Nd исследования выполнены на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON ТІ в статическом режиме в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Обработка петро- и геохимических данных осуществляли с помощью стандартных статистических и графических редакторов (пакета Microsoft Office и CorelDraw), а также прикладной геохимической программы MINPET 2.02.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ И ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА УЛЬЗУТУЙСКОЙ И КЫДЖИМИТСКОЙ ТОЛЩ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Опорные разрезы ульзутуйской и кыджимитской толщ еравнинской серии изучены на водоразделе рек Ульзутуй–Известковый (см. рис. 3).

Ульзутуйская толща (D_3 fm- C_1 t) впервые выделена на водоразделе рек Ульзутуй–Известковый (см. рис. 3). Толща сложена пестроцветными тефротурбидитами, реже известковистыми и алевритовыми турбидитами, представленными чередованием полимиктовых песчаников, туфотерригенных пород разной гранулометрии, алевритистых детритовых известняков, известковистых туффитов с маломощными прослоями витрокластических и кристаллокластических туфов (рис. 4). Характеризуется обилием крупных

вых до 150 м. мошностью от 3 до 100 м), а также линз разнообломочных брекчий и конглобрекчий, число которых увеличивается в верхней части разреза толщи. Фрагмент нижней части толщи, мощностью 58 м, детально описан нами в скальном выходе на водоразделе Ульзутуй-Известковый (рис. 5а, см. рис. 4), где наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх) (см. рис. 5б): 1 – туфопесчаники зеленовато-серые, красновато-бурые, крупнозернистые, слоистые (0.3 м); 2 – чередование буровато-лиловых детритовых известняков с прослоями алевролитов и темно-бордовых туфоалевролитов, с редкими "плавающими" обломками белых известняков с археоциатами (2.4 м); 3 – алевритистые красновато-лиловые детритовые известняки с прослоями туфоалевролитов (1.8 м); 4 – тонкое переслаивание темно-лиловых туфоалевролитов и зеленоватосерых среднезернистых туфопесчаников (0.8 м); 5 – алевритистые известняки, красноватобурые, биотурбированные с характерными "петельчатыми" текстурами, с прослоями туфоалевролитов с обломками мраморизованных известняков (0.9 м) (см. рис. 5е); 6 – туфопесчаники, зеленые крупнозернистые с прослойками, обогащенными гравийными осветленными обломками вулканитов кислого состава (2.2 м); 7 - тонкое переслаивание темно-лиловых известковистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и зеленовато-серых мелкозернистых туфопесчаников (0.6 м) (см. рис. 5г); 8 – алевритистые известняки, красновато-лиловые, биотурбированные, с прослоями туфоалевролитов, включающих в себя окатанные обломки мраморизованных известняков с археоциатами (0.3 м) (см. рис. 5д); 9 – туффиты светло-зеленые тонкозернистые с прослоями светло-серых кремнистых туфов (0.7 м) (см. рис. 5в); 10 – темно-бордовые мелкозернистые туфоалевролиты (0.9 м); 11 – туфопесчаники зеленовато-серые среднезернистые (0.4 м); 12 – зеленовато-серые кристаллокластические мелкообломочные туфы кислого состава (0.2 м). Элементы залегания – азимут падения 120-150 ЮВ, ∠ 30-50°.

олистолитов и небольших глыб (длиной от пер-

Многочисленные крупные глыбы и олистолиты в основном представлены андезидацитами и риолитами, датированными ранним кембрием, биогермными и кристаллическими известняками, содержащими нижнекембрийские археоциаты, трилобиты и водоросли [Язмир, 1972; Гордиенко и др. 2010; Руженцев и др., 2010, 2012; Скрипников и др., 2021 и др.]. Олистолиты неравномерно распределены во вмещающих



Рис. 4. Геологический разрез ульзутуйской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый)

- четвертичные отложения (Q); 2 – тамирская свита (P_{jtm}); 3 – ульзутуйская толша ($D_{jtm}-C_{ltu}$); 4 – кыджимитская толша ($C_{l}vkd$); 5 – олдындинская свита $(\varepsilon_1 - O_2 o)$; 6 – псефитовые туфы трахириолитов; 7 – переслаивание пестроцветных туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфоарилитов, алевритистых бонаттых песчаников; 11 – алевролиты известковистые; 12 – туффиты пепловые, кислого состава; 13 – андезиты; 14 – биогермные известняки; 15 – тектонические и детритовых известняков; 8 – конглобрекчии; 9 – туффоартиллиты, глинисто-кремнистые артиллиты; 10 – полимиктовые песчаники с линзами гравелитов, карнарушения: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; 16 – элементы залегания; 17 – линия разреза; 18–21 – места находок органических остатков: 18 – археоциаты (*a*), трилобиты (*б*); 19 – строматопороидеи (*a*), тентакулиты (*б*); 20 – мшанки (*a*), водоросли (*б*); 21 – флора (*a*), миоспоры (*б*).



Рис. 5. Характер обнажений и типы пород ульзутуйской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый). а – общий вид водораздела рек Ульзутуй–Известковый; б–г – фрагмент обнажения ульзутуйской толщи (б) и его детали (в, г): в – туффиты нежно-зеленого цвета с прослоями кремнистых туфов (слой 9), сменяющиеся темнолиловыми туфоалевролитами и серыми зеленовато-серыми среднезернистыми туфопесчаниками, г – переслаивание лиловых известковистых туфоалевролитов, туфоаргиллитов и зеленовато-серых туфопесчаников (слой 5); д – буровато-вишневые алевритистые органогенно-обломочные известняки с прослоями известковистых алевролитов, обломками белого известняка с археоциатами (слой 8); е – алевритистые известняки, красновато-бурые, с характерными "петельчатыми" текстурами, прослоями туфоалевролитов с обломками мраморизованных известняков; ж – туфоконглобрекчия.

породах, имеют удлиненную, реже изометричную форму, извилистые очертания и, как правило, не соприкасаются, а по краям становятся заметно тоньше. Вокруг них (особенно вокруг известняковых олистолитов) присутствуют шлейфы из более мелких глыб. Часто вмещаюшие их отложения имеют следы оползания (смятие в гравитационные складки). В отдельных случаях известняки постепенно переходят в осадочную брекчию с матричным заполнителем из вмещающих пород. Верхние контакты олистолитов обычно нормально-осадочные. Некоторые небольшие округлой формы глыбы покрыты тонкой "рубашкой" пестроцветных туфоалевролитов. Для вмещающих олистолиты и глыбы пород характерны разномасштабные конседиментационные нарушения, а также обрывки слоев и прослои с нарушением напластования. Отмечаются "плавающие" угловатые и угловатоокатанные обломки (3-35 см) белых мраморизованных известняков, мелкозернистых песчаников, вишневых туфопесчаников и алевролитов, туфов андезитовых порфиритов. В прослоях детритовых пестроцветных известняков с примесью туфогенного материала присутствует зоогенный детрит – фрагменты археоциат, трилобитов, раковинной фауны. Линза (0.5 × 3.6 м) бордовых алевролитов содержит остатки сциадофитоноподобных наземных растений нового рода и вида Baikalophyton ruzhentsevii Naugolnykh et Minina sp. nov., распространение которого ограничивается ранним и средним девоном [Наугольных, Минина, 2014].

Крупные олистолиты часто ассоциируют с телами средне- и крупноглыбовых, чаще валунных, конглобрекчий и туфоконглобрекчий (см. рис. 5ж). Брекчии имеют хаотическое строение с неравномерным распределением включений среди матрикса, и лишь на отдельных участках наблюдается некоторая упорядоченность обломков и ориентировка их по слоистости. Среди обломочного материала преобладают обломки и глыбы (от первых см до 10 м) белых мраморизованных известняков и серых рифогенных известняков (до 60%), реже встречаются угловатые обломки известковистых и углистых алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфов, кремнисто-гематитовых яшмовидных пород, колчеданной руды, а также окатанные обломки вулканитов (порфиритов, риодацитов). Цемент брекчий имеет хаотическое строение, представлен терригенными и туфотерригенными породами с примесью обломков вулканитов гравийной размерности, кварца, известняков, органического детрита.

Возраст ульзутуйской толщи определяется по комплексу органических остатков, включающему в себя конодонты Palmatolepis transitans Müll. (D_3), тентакулиты отряда *Tentaculita* (S–D), строматопороидеи *Kyklopora* sp. (D_3) и *Amfipora* sp. (S-D), водоросли синезеленые Rothpletzella devonica Masl., Ikella sp. и Nuia devonica Sh. (D), сифоновые и харовые (S–D) [Руженцев и др., 2012; Минина, 2014 и др.]. Детритовые известняки с примесью туфогенного материала содержат, кроме зоогенного детрита (обломки археоциат, трилобитов, хиолитов), тентакулиты (S-D), водоросли Rothpletzella devonica Masl. (D) и харовые (S–D). Часто встречаются фрагменты кубков археоциат, "обросших" девонскими Rothpletzella sp. (D). В алевритистых слоистых известняках верхней части разреза толщи установлены многочисленные мелкие трубчатые сифоновые водоросли Drinella sp. (нижний карбон). Толща охарактеризована миоспорами. Для палинокомплекса нижней части ее разреза характерно преобладание верхнедевонских спор, среди которых доминируют фаменские виды Grandispora famenensis (Naum.) Streel, Stenozonotriletes supragrandis Kedo, Cornispora varicornata Stapl. et Jans., a споры Lophotriletes mesogrumosus Kedo, Kedoesporis angulosus (Naum.) Obukh. типичны для верхнефаменского подъяруса. Значительно (до 20%) участие в комплексе видов Apiculatisporis ignotus (Kedo) Oshurk., Hymenozonotriletes flavus Kedo, Lophozonotriletes macrogrumosus Kedo, L. curvatus Naum., распространенных в фамене-турне, и видов *Hymenozonotriletes explanatus* (Lub.) Kedo, Verrucosisporites grumosus (Naum.) Sull., Auroraspora hyalina (Naum.) Streel, характерных для пограничных фаменско-турнейских отложений. В составе палиноспектров часто встречаются виды Dictyotriletes major Kedo и Spelaeotriletes microgranulatus Byv. var. minor Byv., характерные для малёвского горизонта нижней части турнейского яруса, а распространение спор Dictyotriletes parvus Kedo, Punctatisporites angularis (Kedo) Byv. и Retispora lepidophyta (Kedo) Playf. ограничивает возраст нижней части разреза толщи поздним фаменом – ранним турне (малёвский горизонт). В составе ПК верхней части разреза толщи доминируют турнейские виды Acanthotriletes mirabilis Naum., Retusotriletes septalis Jusch., Euryzonotriletes varius Kedo, Hymenozonotriletes asperitis Kedo, H. minimus Kedo, Lophozonotriletes bellus Kedo, Reticulatisporites trivialis (Kedo) Oshurk., R. tenellus (Byvsch.) Byvsch., Lophotriletes inurbatus Kedo, Stenozonotriletes laevis (Naum.) Jusch. var. rarus Jusch. Auroraspora granulata Jusch., Leiotriletes inermis (Waltz) Isch., Grandispora upensis (Kedo) Byvsch., *Densosporites gibberosus* (Kedo et Jush.) Byvsch., ограничивающие ее возраст турнейским веком раннего карбона. Таким образом, комплекс палиноморф позволяет определить стратиграфическую принадлежность ульзутуйской толщи к верхнефаменскому подъярусу верхнего девона — турнейскому ярусу нижнего карбона.

Ульзутуйская толща повсеместно содержит вкрапленность и маломощные линзы сульфидов. По нашим данным, толша распространена в пределах Озерного месторождения и вмещает богатые полиметаллические руды. К ульзутуйской толще мы относим часть изученного разреза озерной пачки нижнекембрийской олдындинской свиты, представленной переслаиванием оруденелых известковистых туфоалевролитов. туффитов и туфопесчаников с прослоями туфогравелитов, известняковых мелкообломочных карбонатных брекчий и горизонтами полимиктовых крупнообломочных туфоконглобрекчий хаотического строения с рудным цементом. Также здесь установлены крупные (до первых десятков метров) отторженцы рифогенных известняков с кембрийскими археоциатами и дацитов с возрастом 532 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II). Следует заметить, что отторженцы не содержат рудных прослоев [Государственная..., 2016; Минина и др., 2023]. Общая мощность ульзутуйской толщи от 450 до 900 м.

Кыджимитская толща (C_1v) мощностью не менее 1 500 м, с нижележащей ульзутуйской толщей имеет постепенные переходы. Толща выделена впервые из состава химгильдинской и олдындинской свит по левобережью р. Кыджимит (руч. Хортяк-Александровский) и датировалась ордовиком [Кременецкий, 1982]. К ней были отнесены карбонатно-терригенно-эффузивные части разрезов этих свит. Позже из состава толщи в стратотипической местности была выделена карбонатно-терригенная озернинская толща (D_{1-2}); а к кыджимитской толще отнесены терригенно-вулканогенные породы, датированные поздним девоном — ранним карбоном [Минина, 2014].

На водоразделе Ульзутуй—Известковый кыджимитская толща включает вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, выделенные из состава олдындинской свиты (рис. 6, см. рис. 4) [Минина и др., 2016]. Сложена ритмоидным чередованием преимущественно серых, зеленовато-серых полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов, тонкозернистых кислых кристаллокластических туфов с прослоями и линзами пелитоморфных, органогенно-обломочных, биокластоволитокластических, биокластовых водорослевых известняков. Содержит субвулканические тела и прослои вулканитов разного состава. Лавовая и кластолавовая составляющая представлены умеренно- и высококалиевыми базальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Здесь описан наиболее полный разрез толщи включающий (снизу вверх): 1 — биокластово-литокластические известняки полидетритовые светло-серые, буроватые слабоволнисто- и горизонтально-слоистые с редкими прослоями буровато-серых слоистых туфоалевролитов с остатками мшанок, среди биокластов – археоциаты, трилобиты, тентакулиты, брахиоподы, обрывки водорослей (средний размер обломков от первых миллиметров до первых сантиметров), среди литокластов – белые мраморизованные известняки, алевролиты (рис. 7ж) (250 м); 2 – известковистые тонкослоистые туфоалевролиты буровато-серые, серые (см. рис. 7д) (0.5 м); 3 – органогенно-обломочные известняки розовато-серые, с остатками археоциат, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, водорослей, включают прослои (первые сантиметры) туфоалевролитов и аргиллитов с многочисленными обломками кварца (40 м); 4 – биокластовые светлосерые известняки, тонковолнисто-слоистые (водоросли) с прослоями (первые десятки сантиметров) буровато-серых известковистых туфоалевролитов, тонкослоистых кремнистых туффитов (см. рис. 7г) (180 м); 5 – переслаивание (первые десятки сантиметров) зеленовато-серых, известковистых грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов (см. рис. 7б) с прослоями (до 0.5-1.2 м) серых линзовидно-слоистых, волнисто-слоистых известняков (водоросли) (280 м); 6 – туфы андезитового состава, голубовато-серые, серо-зеленые псаммитовые, с литокластами (известняки, аргиллиты, туффиты) и кристаллокластами (плагиоклаз, кварц) (см. рис. 7в) (40 м); 7 – тонкое переслаивание зеленовато-серых известковистых туфопесчаников и туфоалевролитов, кремнистых и углистых аргиллитов (см. рис. 73) с прослоем (до 1.5 м) горизонтально-волнисто-слоистых биокластовых водорослевых известняков (водоросли) (15 м); 8 – туфы дацитового состава, псаммитовые, светло-зеленые, кристаллолитокластические, прослои буровато-серых туфоалевролитов, обломками туффитов, известняков (см. рис. 7е), кремнистых тонкослоистых туффитов и углистых туфоаргиллитов (140 м); 9 – переслаивание известковистых зеленовато-серых туфопесчаников, туфоалевролитов, буровато-серых, темно-серых



Рис. 6. Геологический разрез кыджимитской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый) 1 – кыджимитская толща (C_1vkd); 2 – озернинская толща ($D_{2-3}oz$); 3 – олдындинская свита (C_1-O_2ol); 4 – конгломераты; 5 – туффоаргиллиты, глинисто-кремнистые аргиллиты; 6 – полимиктовые песчаники с линзами гравелитов, карбонатных песчаников; 7 – алевролиты известковистые; 8 – известковистые песчаники; 9 – органогеннообломочные, детритовые известняки; 10 – туффиты пепловые, кислого состава; 11 – андезиты; 12 – тектонические нарушения; 13 – элементы залегания; 14 – линия разреза; 15–19 – места находок органических остатков: 15 – археоциаты (a), трилобиты (δ); 16 – брахиоподы (a), криноидеи (δ); 17 – мшанки (a), водоросли (δ); 18 – тентакулиты (a), конодонты (δ); 19 – миоспоры.

кремнисто-углистых туфоаргиллитов (180 м) (см. рис. 7а); 10 — витрокластические, литовитрокластические туфы светло-зеленые, голубовато-серые с тонкими прослоями известковистых и кремнистых туффитов (200 м); 11 — порфировые дациты зеленовато-серые, серые (40 м). Общая мощность разреза толщи 1 365.5 м. Элементы залегания – азимут падения 280 СЗ, \angle 30–60°.

Возраст кыджимитской толщи определен по многочисленным остаткам водорослей, мшанок и миоспор. В серых микритовых известняках установлены мелкие трубчатые сифонеи



Рис. 7. Характер обнажений и типы пород кыджимитской толщи (водораздел рек Ульзутуй–Известковый) а – общий вид обнажения (слой 9); б – переслаивание зеленовато-серых, известковистых грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов (слой 5); в – туфы андезитового состава, голубовато-серые, псаммитовые, с литокластами туффитов (слой 6); г – биокластовые светло-серые известняки, тонковолнисто-слоистые с прослоями туфоалевролитов, кремнистых туффитов (слой 4); д – известковистые буровато-серые туфоалевролиты, тонковолнисто-слоистые (слой 2); е – туфы псаммитовые с прослоем буровато-серых туфоалевролитов, обломками туффитов, известняков; ж – органогенно-обломочные известняки серые, с остатками археоциат, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, водорослей, литокластами белых мраморизованных известняков и алевролитов и обломками светло-серых известняков; з – тонкое переслаивание зеленовато-серых известковистых туфоалевролитов, кремнистых и углистых аргиллитов.



Рис. 8. Ископаемые фаунистические остатки из кыджимитской толщи а, б, г – брахиоподы: из биоморфных известняков: а, б – *Theodossia* cf. *anossofi* (Vern.), г – *Leiorhynchus* sp.; в, д, е – фауна из органогенно-обломочных известняков: в, е – кораллы, д –брахиопода.

Вегеzella sp. и Drinella sp. (C_1). В туфоалевролитах определены мельчайшие фрагменты мшанок *Fistulipora* sp. (O–P); по данным P. В. Горюновой, занимающих господствующее положение в среднем девоне — раннем карбоне, но наиболее характерных для нижнекаменноугольных отложений [Минина, 2014]. Палинофлористический комплекс выделен из туфотерригенных пород. Фон палинокомплекса (ПК) составляют миоспоры, распространение которых ограничивается девоном — ранним карбоном и турнейским веком раннего карбона. Но доминируют в составе ПК визейские виды спор – Tetraporina contrugosa Tet., T. horologia (Stap.) Playf., Hymenozonotriletes lepidus (Waltz) Isch., H. composites Jusch., H. auranticus Naum., Hemispaeridium novum (Byv.) Byv., Zonaletes bulbiferus (Mal) Lub., Lycospora pusilla (Ibr.) Som., Densosporites incisus Naum., Byvsh. et Dan., Spenerrisporites foveolatus (Byv.) Byv. Споры Entylissa dividua Isch., Brachytrilistrium minutus Ischenko, B. gyratum Isch., Endosporites praevalens (Lub.) Lub., Perisaccus gigantes Tet.,

Converrucosisporites verrucosus (Kedo) Oshurk. появляются впервые с визейского века, а вид Simozonotriletes conduplicatus (Andr.) Isch. pacпространен в турнейско-визейских отложениях. Палинологические данные позволяют ограничить время накопления толщи визейским веком раннего карбона. В прослоях биокластовых и детритовых известняков собраны брахиоподы *Theodossia* cf. anossofi (Vern.) (D₃) (рис. 8а, в), Leiorhynchus sp. (D) (рис. 8г) и брахиоподы плохой сохранности (рис. 8б), кораллы, криноидеи (Pz₂) (рис. 8е, 8ж), синезеленые водоросли Rotpletsella sp. (S–D) [Руженцев и др., 2010, 2012; Минина и др., 2016]. Мы полагаем, что девонская фауна, установленная в карбонатных обломочных породах, переотложена и свидетельствует о девонском возрасте лежащих ниже отложений.

Кыджимитская толща несогласно перекрыта вулканитами пермской тамирской свиты. По нашим данным, среднее по запасам, непромышленное месторождение Ульзутуйское (верхнее течение р. Известковый), считающееся аналогом Озерного месторождения, связано с породами кыджимитской толщи (см. рис. 3).

Региональный метаморфизм всех пород еравнинской серии незначительный, вторичные преобразования достигают серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Близ тектонических нарушений наблюдаются зоны дробления и милонитизации, в пределах месторождений — гидротермально-метасоматические, приконтактовые и динамометаморфические изменения пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Вулканогенно-осадочные породы еравнинской серии представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами, разными известняками, туфоконглобрекчиями. Для них характерны ритмичная, горизонтальноволнистая, линзовидная, прерывисто-горизонтальная, градационная слоистость, обусловленная чередованием слоев (от первых мм до десятков см), примесь кристаллокластов полевых шпатов, литокластов различных вулканитов, известняков, туффитов, яшмовидных пород, фрагментов органогенного детрита. *Туфопесчаники*

и туфоалевролиты схожи между собой по составу и внешнему облику. Это зеленовато-серые полимиктовые породы, псефито-псаммитовой структуры, текстуры. В составе кластики преобладают литокласты эффузивов и туфов кислого состава, туффиты, тонкозернистые туфоалевролиты и известняки. Встречены обломки стекла, кварца, колчеданной руды и кремнисто-гематитовых яшмовидных пород. Цемент песчаников кальцитхлорит-слюдистый, карбонат-хлоритовый. Туфоаргиллиты тонкозернистые, алевро-псаммитовой структуры, сланцеватой текстуры, алевритистые, пестроцветные (бордовые, красноватые, лиловые, зеленые, серо-зеленые). Состоят из многочисленных обломков туфогенного материала, смешанного с частичками глины и анкерита. Вулканогенная примесь представлена хлоритизированными, серицитизированными эффузивами, стеклом, кварцем, полевым шпатом, плагиоклазом. Для верхней части разреза ульзутуйской толщи характерны пестроцветные хаотической текстуры туфокоглобрекчии, имеющие смешанный состав обломочного материала. Матрикс их терригенно-туфогенный, слабокарбонатный. Обломки (от первых до первых десятков сантиметров) представлены полуокатанными и окатанными эпидотизированными кислыми вулканитами, темными порфировыми андезитовыми, белыми и розовыми мраморизованными известняками, обломками пестроцветных терригенных и туфотерригенных пород, песчанистых известняков.

С туфотерригенными породами ассоциируют известняки: органогенно-обломочные, водорослевые биокластовые, биокластоволитокластические, пестроцветные микритовые. Органогенно-обломочные известняки с брахиоподами, криноидеями, кораллами, массивной или тонкослойчатой текстуры, с миллиметровыми слойками, формирующими параллельные, волнистые, мелкомасштабные слоистые текстуры, характеризуются повышенным содержанием терригенной примеси и кремнезема (до 17 мас. %). В них присутствуют тонкие прослойки серицит-кварц-полевошпатового состава (по алевритовому терригенному или пирокластическому материалу), сфен, апатит, пирит, магнетит, кварц, гипс, сидерит. Известняки водорослевые биокластовые состоят из остатков мелких трубчатых сифоновых водорослей, промежутки между которыми выполнены алевритовыми частицами кварца, полевых шпатов, кальцитом. Известняки слабодоломитистые, слабокремнистые, с тонкими прослойками серицит-кварц-полевошпатового состава. Биокластово-литокластические известняки – мелкозернистые, пестроцветные, с несортированным, часто "битым" детритом морских беспозвоночных и водорослей, литокластами известняков и алевролитов, с прослоями битуминозно-глинистого материала. Среди биокластов присутствуют фрагменты археоциат (иногда замещенные пиритом), трилобитов, брахиопод, криноидей и водорослей. Часто в промежутках между обломками органики в цементе присутствуют алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, зерна кальцита. Иногда отмечаются литокласты известняков с археоциатами. Обычно известняки в той или иной степени перекристаллизованы и первичные структуры сохраняются только в виде реликтов. Микритовые известняки – "петельчатые", биотурбированные, серые, розовато-серые, микрозернистые, с органогенным детритом; содержат глинистую, алеврито-глинистую примесь, пестрые окраски обусловлены присутствием тонкодисперсного гематита. Текстуры пород массивные. микрослоисто-волнистые или пятнистые, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала. Содержат стилолитовые швы, заполненные вишнево-бурым глинистым веществом. Биокласты представлены детритом археоциат, брахиопод, трилобитов, водорослей. Присутствует примесь полуокатанных зерен кварца, гипса, сидерита.

Осадочно-пирокластические породы еравнинской серии представлены пестроцветными алевритовыми и пелитовыми туффитами, известковистыми, мелко-, среднезернистыми, беспорядочной и реже ориентированной текстуры. Обломки представлены кристаллокластами плагиоклаза, хорошо окатанными и угловатоокатанными обломками лав и туфов риолитдацитового состава, органики (трилобиты, археоциаты) и углисто-кремнистых пород. Цемент тонкий, сложен кремнеземом, кальцитом, доломитом, редко — полевым шпатом и тонкодисперсными черными гидроокислами железа (по пеплу).

Крупные олистолиты, глыбы и обломки в составе ульзутуйской толщи сложены известняками с раннепалеозойскими органическими остатками. Биогермные известняки — светлые, светло-серые и темно-серые; последние содержат примесь углистого вещества. Текстура пород биогермная, основную массу слагают археоциаты и реже — сине-зеленые водоросли, цементом является кальцит. Известняки часто имеют брекчеевидный облик, содержат инкрустации, примазки и гнезда слюдисто-кремнисто-глинистого материала и неравномерно перекристаллизованы. Водорослевые известняки — серые, розоватосерые, слагают краевые части органогенных построек; имеют слоистые, строматолитоподобные водорослевые, сферово-узорчатые текстуры. Все известняки отличаются небольшим содержанием терригенной примеси. Некоторые олистолиты биогермных известняков представляют собой тафостромы, сложенные нагромождением фрагментов и целых кубков археоциат (до 15 см) [Минина, 2014; Скрипников и др., 2021].

Вулканогенные образования еравнинской серии представлены эффузивными и пирокластическими фациями. Среди эффузивных фаций выделяются базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, риодациты, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных пород. Базальты – темно-серые, зеленовато-серые породы, слабоизмененные, микропорфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники (до 1 мм) представлены плагиоклазом. Структура основной массы андезитовая. По вкрапленникам и основной массе интенсивно развиты вторичные минералы: серицит, хлорит, альбит и карбонат. Андезибазальты — темно-серые, черные афировые и порфировые породы с интерсертальной структурой основной массы. Во вкрапленниках плагиоклаз (лабрадор), замещенный кальцитом, серицитом и альбитом. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и хлоритизированным вулканическим стеклом. Акцессорные минералы представлены рудным минералом и апатитом. Дациты – серые, зеленоватые, порфировой структуры, ориентированной текстуры. Структура основной массы фельзитовая и пойкилитовая, во вкрапленниках плагиоклаз и калиевый полевой шпат; из акцессорных присутствуют апатит и рудный. Вкрапленники замещены хлоритом и серицитом, темноцветные минералы – кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом. Риолиты и риодациты – серые, зеленовато-серые афировые и порфировые породы массивной или сланцеватой текстуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем. Плагиоклаз интенсивно замещен серицитом, альбитом, карбонатом. Основная масса микрофельзитовая, кварц-полевошпатовая, замещена серицитом, хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы – рудные (пирит, магнетит), апатит, сфен, циркон.

Пирокластические фации включают пестроцветные смешанные (риолит-дацит-андезитовые) туфы и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового составов. Смешанные (риолит-дацитандезитовые) туфы подразделяют на агломератовые и лапиллиевые, псаммитовые и тонкообломочные



Рис. 9. Классификационные диаграммы вулканитов кыджимитской толщи

а – Na₂O + K₂O – SiO₂ [Le Maitre et al., 1989], модифицированная [Петрографический..., 2009]; б – Nb/Y–Zr/TiO₂ [Winchester, Floyd, 1977]; в – K₂O–SiO₂ [Taylor, McLennan, 1985]; **r** – SiO₂–FeO /MgO [Myashiro, 1974]; д – графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]; е – спектры распределения нормированных к хондриту [Taylor, McLennan, 1985] содержаний редкоземельных элементов, в породах кыджимитской толщи; ж – Zr/Y–Nb/Y [Condie et al., 2005]; **з** – Th/Nb–Ce/Nb [Sanders et al., 1988]. 1 – базальты, 2 – дациты, 3 – риодацит.

Сокращения: ARC – островодужные базальты; NMORB – нормальные базальты океанического хребта; OIB – базальты океанических островов; PM – примитивная мантия; DM – неглубокая обедненная мантия; DEP – глубоко истощенная мантия; EN – обогащенный компонент; REC – переработанный компонент; DMM – деплетированная MORB-мантия; RSC – остаточный компонент слэба; SDC – субдукционный компонент.

Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки состава верхней континентальной коры, среднего состава всей коры и поля базальтов островных дуг по работе [Dampare et al., 2008].

МИНИНА и др.

Компонент	P-342/2	6/н-2011	P-344/1	P-344/2	2171/4	Компонент	P-342/2	6/н-2011	P-344/1	P-344/2	2171/4
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	49.80	52.20	66.10	67.79	70.00	La	21.3	17.6	23.5	26.8	41.6
TiO ₂	1.12	0.85	0.88	0.95	0.42	Ce	43.3	33.8	51	57.7	85.9
Al_2O_3	14.80	15.80	13.20	13.66	13.80	Pr	5.5	3.98	5.98	6.77	9.22
Fe ₂ O ₃	4.62	3.35	3.07	7.48	1.06	Nd	23.2	16.6	23.7	26.3	33.6
FeO	4.60	6.80	4.08	—	2.56	Sm	4.77	3.65	4.81	5.16	6.68
MnO	0.15	0.34	0.06	0.04	0.07	Eu	1.32	1.15	0.888	0.837	1.41
MgO	3.34	5.77	2.22	2.27	1.53	Gd	4.41	3.72	4.51	4.76	6.04
CaO	7.36	2.88	1.42	0.61	2.64	Tb	0.672	0.64	0.717	0.771	0.968
Na ₂ O	4.53	4.42	4.06	3.50	4.50	Dy	4.1	4.15	4.55	4.92	6.08
K ₂ O	1.83	1.13	1.78	2.96	1.93	Но	0.825	0.903	1.04	1.13	1.31
P_2O_5	0.25	0.14	0.23	0.14	0.08	Er	2.32	2.59	3.06	3.31	3.83
П.п.п.	8.09	6.69	2.85	_	1.76	Tm	0.328	0.377	0.495	0.517	0.592
Сумма	100.49	100.37	99.95	100.00	100.35	Yb	2.12	2.45	3.26	3.43	3.95
Na ₂ O/K ₂ O	2.47	3.9	2.28	1.18	2.33	Lu	0.314	0.378	0.498	0.524	0.601
al'	1.17	0.99	1.408	1.401	2.67	Hf	3.59	3.17	7.49	7.99	7.06
Rb	47.5	26.8	36.9	62.2	91.9	Та	0.326	0.316	0.739	0.769	1.21
Sr	590	60.4	75.8	44.4	617	Th	3.15	3.47	8.30	8.36	12.1
Y	20.8	22.6	24.7	26.76	33.98	U	0.641	0.716	1.82	1.87	4.60
Zr	141	124	281	272	275	(La/Yb) _N	6.79	4.85	4.87	5.28	7.12
Nb	5.32	5.31	11.1	11.9	14.5	$\Sigma REE + Y$	135.27	114.58	152.71	169.68	235.76
Ba	948	232	225	321	482						

Таблица 1. Химический состав представительных образцов разностей вулканитов кыджимитской толщи

Примечание. al' = Al₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO + MgO); N – значения нормализованы по составу хондрита [Taylor, McLennan, 1985]; оксиды даны в мас. %, элементы-примеси – в г/т, прочерк – не определялось.

литокристаллокластические, гравийные кристаллолитокластические. Пестроцветные агломератовые и лапиллевые туфы – кристаллолитокластические, плохой и средней сортировки, с хаотичным распределением обломков (от первых милиметров до 40 см), псефито-псаммитовой, псефитовой, агломератовой, лапиллевой, кристаллокластической структуры. Обломки, слагающие до 80% породы, угловатые, представлены литокластами андезибазальтов и риодацитов порфировой структуры, известняков, вулканогенно-осадочных пород, хлоритизированным стеклом; кристаллокласты составляют до 10-15% и представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, амфиболом. Цемент туфов базальный, соприкосновения, кальцит-хлорит-серицит-кварц-полевошпатовый, с постоянным присутствием микрофельзитовых агрегатов. Туфы литокристаллокластические, градационно-слоистые (по размеру обломков варьируют от алевритовых и псаммитовых до мелкопсефитовых), серые, зеленовато-серые,

массивные, однородные. Алевритовые туфы хорошо сортированы, псаммитовые и мелкопсефитовые – плохо сортированы. Состав обломочного материала разнообразен: преобладают кристаллокласты (до 70%) андезина, олигоклаза, реже встречаются альбит, кварц, калишпат, амфибол; литокласты (13%) представлены плагиопорфировыми риолитами, редко - обломками вулканогенноосадочных пород, хлоритизированного стекла. Для литокластов характерны следы окатанности. Цемент туфов базальный, преобладают микрофельзитовые агрегаты, в которых повсеместно присутствуют пепловые частицы и хлорит. Туфы часто имеют линзовидные, горизонтально-слоистые, прерывисто-слоистые текстуры, обусловленные присутствием линз гравийного пирокластического или ксеногенного материала, прослоев туфопесчаников, колчеданной руды. Туфы кристаллокластические – псаммитовые, алевро-псаммитовые, голубовато-серые, зеленовато-серые, текстура массивная, прерывисто-горизонтальная,

линзовидная, структура псефито-псаммитовая или алевро-псаммитовая, кристаллокластическая с реликтовым пепловым материалом. Туфы отличаются хорошей сортировкой обломочного материала. Кластика представлена обломками кристаллов плагиоклаза (85%) и пород (5%) (андезиты, туфы, известняки, пирокластика, стекло, колчеданные руды). Цемент туфов порово-пленочный, соприкосновения, серицит-кварц-полевошпатовый с агрегатами шестоватых зерен кварца, мусковита, карбоната. Туфы витрокластические – андезитовые, голубовато-серые, с реликтовой пепловой структурой, псевдофлюидальной текстурой. Сложены криптозернистым серицит-хлоритполевошпатовым агрегатом (95%) с кальцитом (3%), содержащими тонкую нераскристаллизованную туфовую пыль. Обломки кристаллов и пород редки (3%) и часто округлые, представлены метаэффузивами, кварцем, полевыми шпатами и неопределимыми обломками, а также сульфидами.

Химический состав вулканогенных пород еравнинской серии представлен в табл. 1. Основной объем вулканитов кыджимитской толщи составляют базальты и дациты (рис. 9а, 9б), которые относятся к умеренно-калиевым и высоко-калиевым породам (см. рис. 9в). Для них характерна низкая магнезиальность, высокая глиноземистость (al' = 1.18 - 2.68) и выдержанный калиево-натриевый состав (Na₂O/ $K_2O = 1.18 - 2.48$) (см. табл. 1). Содержание TiO_2 в базальтах варьирует от 0.85 до 1.12 мас. %, а в кислых разностях – от 0.95 до 0.42 мас. %, что позволяет нам отнести их к низкотитанистым породам. На диаграмме SiO₂-FeO^{*}/ MgO (см. рис. 9г) базальты лежат в поле толеитов, а дациты и риодацит – в поле известковошелочных пород. Суммарная концентрация REE (∑REE + Y) составляет 114.58–135.27 г/т в базальтах и 152.71-235.76 г/т в дацитах и риодацитах. В вулканитах кыджимитской толщи отмечается обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых ($(La/Yb)_N = 4.85 - 7.12$) (см. рис. 9е). Нормированные к составу примитивной мантии спектры распределения элементов – примесей для базальтов и риодацитов (см. рис. 9д) в целом имеют близкие распределения за исключением Sr. Для базальтов и риодацитов отмечается обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba) относительно высокозарядных и редкоземельных элементов; в них хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb и Ti, что характерно для надсубдукционных обстановок формирования. Базальты еравнинской серии на диаграммах Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2005] (см. рис. 9ж) и Се/

Nb–Th/Nb [Sanders et al., 1988] (см. рис. 93) попадают в поля распространения базальтов островных дуг. Вулканиты кыджимитской толщи принадлежат к рифейской изотопной провинции [Коваленко и др., 1999]. Для базальтов TNd(DM) = 1 364 млн лет, ε Nd(385) = -2.14 и для дацитов TNd(DM) = 1 267 млн лет, ε Nd(385) = -1.84, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1236 и 0.1163 соответственно (неопубликованные данные Г. Е. Некрасова). Отрицательное значение ε Nd указывают на источник магм, значительную роль в составе которого играл долгоживущий коровый материал.

ФАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЕРАВНИНСКОЙ СЕРИИ

Анализ имеющихся данных позволил авторам предложить реконструкцию обстановок седиментации еравнинской серии. Особенности пород нижней части разреза серии (нижняя часть ульзутуйской толщи), охарактеризованных остатков ветвистых строматопороидей, водорослей, тентакулит и высших растений, свидетельствуют об их накоплении в достаточно мелководной части морского бассейна. Осадки формировались при смешивании в водной среде пирокластического материала с известковистым, кремнистым, биогенным (углистое вещество, органогенный детрит) и продуктами поствулканических эксгаляций. С верхней частью ульзутуйской толщи связаны микстит-олистостромовые образования, представленные пестроцветными, среднеи крупноглыбовыми конглобрекчиями хаотического строения. Эти образования контролировались обвально-оползневыми процессами (оползневые микститы), которые могли осуществляться только при наличии морфологически выраженного уступа (перегиб склона) [Геологическое..., 1992]. Поступление грубообломочного материла и глыб с возвышенных участков проходило в более глубоководные части бассейна и связано с началом перемещения оползня в слабо литифицированном осадке, когда в процессе оползания захватывались верхние, не полностью консолидированные, и нижние глубокие, уже литифицированные горизонты. Толчком к образованию оползней могли служить крупные чужеродные блоки, попадавшие в бассейн. Эти образования отражают процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы, продвигающейся в сторону осадочного бассейна и связаны с активизацией тектонических движений, начавшихся в конце позднего девона. Они представляют

собой, вероятнее всего, тектоно-гравитационный микститовый комплекс [Геологическое..., 1992]. Крупные пластины, отторженцы борта бассейна, сползавшие по склону, образуются при продвижении тектонических покровов, в их фронтальных частях. Накопление ульзутуйских микститов мы связываем со становлением раннегерцинской, а не каледонской, как предполагалось ранее, покровно-складчатой структуры района [Руженцев и др., 2012].

Ведущими литологическими типами пород еравнинской серии являются тефротурбидиты с характерными подводно-оползневыми текстурами, обрывками слоев туфоалевролитов, включающие прослои и линзы органогенно-обломочных, волорослевых биокластовых. биокластоволитокластических, пестроцветных микритовых известняков, обычно с туфогенной примесью и многочисленным зоогенным детритом. Тефротурбидиты накапливались в относительно глубоководной части палеобассейна и формировались, вероятнее всего, на краю уступа на шельфе и склоне палеобассейна в условиях активной гидродинамики. Быстрое погружение дна бассейна обеспечивало быстрое захоронение осадков. Отложения обогащены органическим веществом, не успевшим разложиться на поверхности дна и оказывающим восстановительное действие на железосодержащие вулкано-терригенные осадки с образованием сульфидов железа. С потоками обломочного материала переносились органические остатки, "экзотические" обломки, глыбы и валуны, содержащие разновозрастную фауну. Линзы и прослои биокластовых, органогенно-обломочных известняков, известковистых алевролитов с разновозрастными комплексами фауны и флоры мы связываем с перемывом отложений соответствующего возраста и интерпретируем эти образования как результат действия гравитационных потоков на склоне осадочного палеобассейна [Хворова, 1987; Литогеодинамика..., 1997]. Накопление тефротурбидитов проходило при активизации эксплозивной и эффузивной деятельности. В водной среде формировались лавовые, кластолавовые и пирокластические образования, связанные с подводными излияниями и эксплозиями, на что указывает их тесная связь с морскими осадочными и биогенными образованиями. Пирокластические разности включают смешанные (риолит-дацит-андезитовые) туфы и туфы андезитового, андезидацитового, дацитового составов. Они близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма. Редко встречающиеся спекшиеся туфы игнимбритовой фации, отлагались, видимо, в пределах небольших островов [Васильев, 1977]. Среди эффузивных

пород преобладают дациты и риолиты, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных пород верхней части разреза кыджимитской толщи. Эффузивы относятся к фациям лав и туфолав потоков подводной части склона вулканического конуса. Андезибазальты и базальты мы относим к лавовым фациям потоков склона вулканического конуса.

Таким образом, особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне. примыкающем к зоне вулканизма. Вулканиты еравнинской серии, характеризующиеся преобладанием кислых разностей, принадлежностью базальтов к толеитовой, а дацитов и риодацитов - к известково-щелочной серии, присутствием высококалиевых разностей пород, принадлежностью их к К-Na типу щелочности, очень низкими значения MgO, низкими и умеренными содержаниями TiO₂, высокими Al₂O₃ и K₂O, обогащениеем вулканогенных пород крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, минимумом по Nb и отрицательные значения єNd. Пространственная ассоциация их с монцонитами (имеют надсубдукционные метки по данным из работы [Руженцев и др., 2012]) и тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Си и Zn) пород, позволяют предполагать, что они формировались в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана.

Заканчивая характеристику еравнинской серии, следует сказать, что приведенные данные согласуются с концепцией геодинамической эволюции Западного Забайкалья, предложенной С. В. Руженцевым с соавторами [Руженцев и др., 2010, 2012]. По этой концепции в позднем силуре (?) – начале среднего карбона в северо-восточной части (в современных координатах) Западного Забайкалья существовал единый палеобассейн, на начальных этапах эволюции формировавшийся в геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана, в позднем девоне сменившейся обстановкой активной континентальной окраины. В Удино-Витимской зоне в раннем и среднем девоне в условиях мелководного открытого шельфового бассейна формировались карбонатно-терригенные мелководные шельфовые отложения (озернинская толща, исташинская свита). Начиная с позднего девона обстановка изменилась, на склонах углубляющегося палеобассейна накапливались вулканогенно-терригенные образования со значительным объемом вулканитов,

представленные комплексом фаций перегиба шельфа и склоновыми с микститами, фациями подводных конусов выноса дистальной зоны вулканизма. В это время здесь формировалась Кыджимитская вулканическая дуга, состав и строение разреза которой свидетельствуют о ее надсубдукционной природе [Руженцев и др., 2012; Минина и др., 2016]. Начало образования зоны связано с дроблением каледонского фундамента, о чем свидетельствуют базальтоиды, установленные среди отложений еравнинской серии и имеющие надсубдукционные метки. Дальнейшая эволюция Кыджимитской дуги обусловлена накоплением тефротурбидитов вблизи вулканической дуги, которые образовывали подводные конусы выноса у основания крутых склонов углубляющегося бассейна.

выводы

Комплексное изучение осадочных и вулканогенно-осадочных пород рудовмещающей еравнинской серии, включая детальное картирование опорных участков, изучение особенностей строения разрезов, состава пород, палинологические исследования, позволили уточнить возраст и состав стратона и внести коррективы в схему стратиграфии Еравнинской подзоны.

Еравнинская серия, мощностью не менее 2400 м, включает ульзутуйскую и кыджимитскую толщи. Стратиграфическая принадлежность ульзутуйской толщи определяется верхнефаменским подьярусом верхнего девона — турнейским ярусом нижнего карбона, кыджимитской толщи — визейским ярусом нижнего карбона.

Еравнинская серия сложена тефротурбидитами со значительным объемом лав и туфов кислого и среднего составов, с которыми пространственно, генетически и по времени образования связаны микстит-олистостромовые образования тектоногравитационного генезиса. Накопление микститов отражает процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы и связывается с активизацией тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и закончившейся на границе раннего и среднего карбона.

Особенности строения и состава еравнинской серии свидетельствуют о формировании отложений в открытом углубляющемся морском бассейне, примыкающем к зоне вулканизма. Вулканиты еравнинской серии и прорывающие их монцониты, имеющие надсубдукционные характеристики, ассоциация вулканитов с тефротурбидитами, а также металлогеническая специализация (Си и Zn) пород, свидетельствуют о формировании их

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2024

в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины на границе Сибирского континента и Монголо-Охотского океана.

Еравнинская серия на водоразделе Ульзутуй-Известковый вмещает колчеданнополиметаллические руды Ульзутуйского месторождения, считающегося аналогом Озерного месторождения. Рудная минерализация, вероятно, была связана с процессами осадконакопления и вулканической деятельностью в девоне – раннем карбоне. Подтверждением этому также может служить отсутствие рудной минерализации в нижнекембрийских эффузивах и биогермных известняках [Минина и др., 2023]. Мы полагаем, что и рудовмещающие толщи Озерного месторождения, включаемые в состав нижнекембрийской олдындинской свиты, по составу и возрасту близки образованиям еравнинской серии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность палинологу Л. Н. Неберикутиной за палинологическое изучение проб, петрографу А. В. Патрахиной за петрографическое описание пород. Авторы также признательны В. В. Минину за оформление иллюстраций к статье.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

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

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-20141.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

Бутов Ю. П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.

Викентьев И.В., Дамдинов Б.Б., Минина О.Р. и др. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS-SEDEX-MVтип — пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 201–236. DOI: 10.31857/ S001677702303005X Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее — палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Платов В.С. Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2013. № 1. С. 7–22.

Гордиенко И.В. Металлогения различных геологических обстановок Монголо-Забайкальского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 7–13.

Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геологогеофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 114–124.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XXVIII (Гунда). Объяснительная записка / Отв. ред. И. Н. Тихомиров. СПб: ВСЕГЕИ, 2016. 208 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов / Под ред. Н. В. Межеловского. М., 1992. 230 с.

Дистанов Э.Г., Ковалёв К.Р., Тарасова Р.С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцовоцинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 1972. № 2. С. 3-22.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга — задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской горной области в позднем рифее — раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50(30). С. 209–226.

Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г. О генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 32-41.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. C. 21–41.

Кременецкий И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. С. 407–408.

Ланцева В.С. Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 18 с. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Литвиновский Б.А., Постников А.А., Занвилевич А.Н. и др. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 56-67.

Методические аспекты палинологии. М.: Недра, 1987. 223 с.

Минина О. Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 36 с.

Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. и др. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б. и др. Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 299–314.

Наугольных С. В., Минина О. Р. Baikalophyton ruzhentsevii Gen. Et sp. nov. Новое сциадофитонподобное наземное растение из девонских отложений Западного Забайкалья // Палеонтология в музейной практике. Сборник научных работ. М.: Медиа-Гранд, 2014. С. 50–59.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Доклады РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.

Руженцев С. В. Минина О. Р., Некрасов Г. Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия Западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 184–191.

Тарасова Р.С., Близнюк М.В., Бабкин И.Н. О формационном типе н генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. Вып. 143. С. 79–97.

Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 3–18.

Царёв Д.И. Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Изв. АН СССР. 1983. С. 97–107.

Язмир М. М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1972. С. 57–65.

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 184 с.

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K. et al. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res. 2008. V. 162(3). P. 403–423. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.10.001

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p. *Myashiro A*. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. N_{0} 4. P. 321–355.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // J. Petrol. Spec. Lithosphere. Iss. 1988. P. 415–455.

Taylor S.R., McLennan S. M. The continental crust; its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985.

Winchester J.A., Floyd P.A.. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.

Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8(1). Paper Q01004. DOI: 10.1029/2006GC001391

Yavuz F. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry // American Mineralogist. 2013. V. 98. P. 1338–1359.

COMPOSITION, AGE, AND SEDIMENTATION ENVIRONMENT OF THE ORE-HOSTING ERAVNA SERIES OF THE UDINO-VITIM ZONE (WESTERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA)

O. R. Minina^{1, *}, V. S. Lantseva¹, I. D. Sobolev², I. V. Vikentyev^{1, 2}

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS,

Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047, Republic of Buryatia, Russia ² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry

(IGEM) RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017, Russia

*e-mail: minina@ginst.ru

Data on the composition, age and formation conditions of the Ulzutui and Kydzhimit strata, which are combined as part of the Eravna Series of the Eravna Subzone of the Udino-Vitim Zone, are considered. The Eravna series, at least 2400 m thick, is composed of tephroturbidites with a significant amount of lavas and tuffs of felsic and intermediate compositions, with which tectonic-gravitational mixtites are spatially and genetically related. The features of the structure and composition of the Eravna series indicate the formation of sediments in an open deepening marine basin adjacent to the zone of active volcanism. For the first time, according to the Miospores, the time of formation of the Ulzutui sequence is limited to the Late Devonian – Early Carboniferous (Late Famennian – Early Tournaisian), the Kylimite strata is limited to the Early Carboniferous (Visean) ages. At this time, the Kyjimit volcanic zone was formed. The suprasubduction nature of the zone is evidenced by the features of volcanites (predominance of acidic varieties, belonging of basalts to the tholeiitic, and dacites and rhyodacites to the calcareous-alkaline series, the presence of high-potassium rock varieties, their belonging to the K-Na type of alkalinity, very low MgO values, low and moderate TiO₂ contents, high Al₂O₃ and K₂O, enrichment of volcanogenic rocks in large-ionic lithophilic elements relatively to highly charged elements, minimum in Nb and negative values of ϵ Nd), their spatial association with monzonites (have suprasubduction features) and tephroturbidites, as well as metallogenic specialization (Cu and Zn) of the Eravna series. We believe that the ore-hosting strata for both pyrite-polymetallic Ulzutui and Ozernoe deposits is the Upper Devonian-Lower Carboniferous Eravna series.

Keywords: Eravna serie, tephroturbidity, mixtite, palynostratigraphy, Late Devonian - Early Carboniferous

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

МЕЛ-ЭОЦЕНОВЫЙ ФЛИШ СОЧИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ): ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Th-Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. Н. Б. Кузнецов^{а, *}, Т. В. Романюк^b, А. В. Шацилло^b, И. В. Латышева^a, И. В. Федюкин^b, А. В. Страшко^a, А. С. Новикова^a, Е. А. Щербинина^a, А. В. Драздова^a, Е. И. Махиня^a, А. В. Маринин^b, А. С. Дубенский^{a, c}, К. Г. Ерофеева^{a, d}, В. С. Шешуков^a

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

^b Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242, Россия ^cХимический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, стр. 3, Москва, 119991, Россия

^dИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 12.07.2023 г. После доработки 17.08.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

Представлены первые результаты U–Th–Pb-изотопного датирования зерен (N = 130, n = 91) детритового циркона (dZr) из песчаников среднедатского (63.9–65.3 млн лет) интервала разреза мел-эоценового новороссийско-анапского флиша, широко развитого в Сочинском синклинории (южный склон Западного Кавказа). Максимальный возраст **dZr** 2973 ± 12 млн лет, минимальный — 318 ± 3 млн лет; средневзвешенный возраст 4 самых молодых dZr $\sim 322 \pm 7$ млн лет. Признаков поступления в осадочный бассейн, в котором сформирован новороссийско-анапский флиш, продуктов разрушения юрских магматитов, участвующих в строении Большого Кавказа и Горного Крыма, не зафиксировано. Установлена высокая степень сходства провенанссигналов датских песчаников новороссийско-анапского флиша, некоторых палеоген-неогеновых и раннечетвертичных (ранний плейстоцен) песчаников Западного Кавказа и Западного Предкавказья, красноцветных верхнепермских и нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы, а также позднечетвертичного аллювия нижних течений Дона и Волги, дренирующих обширные пространства Русской плиты. На этом основании сделан вывод о том, что в среднедатское время не существовало эродируемых горных сооружений Большого Кавказа и Крыма, а основной объем обломочного материала, слагающего новороссийско-анапский флиш, был сформирован за счет рециклинга пермо-триасовых и более молодых толщ Русской плиты.

Ключевые слова: Сочинский синклинорий, палеоцен, песчаники, циркон, U–Pb-датирование, источники сноса, палеогеография **DOI:** 10.31857/S0024497X24010048

Несмотря на длительную историю геологогеофизического изучения Черноморско-Балкан ско-Анатолийско-Кавказского (**ЧеБАК**) региона (рис. 1) и обилия накопленных материалов, до сих пор есть существенные пробелы в понимании деталей геодинамики становления орогена Большого Кавказа и сопутствующей этому смены палеогеографических обстановок в прилегающих регионах. На многочисленных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях [Wilhelm, 2014a, b; Okay, Nikishin, 2015; Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2015c] показано, что современное Предкавказье, северные части Причерноморья и Каспийского региона в конце мезозоя были шельфовыми областями северной периферии океана Тетис, разделявшего Аркт-Лавразийские и Гондванские континентальные массы.



 зона Тессейра-Торнквиста (ТТЗ) и ее предполагаемое продолже-ние через Одесский шельф, Крымский перешеек и Азовское море предполагаемые границы хансеатических террейнов кадомско-авалонских террейнов

Рис. 1. Тектоническая зональность Черноморско-Балканско-Анатолийского мегарегиона. Основа рисунка с упрощениями (по [Okay et al., 2001]) и добавлениями (по [Okay et al., 2013]). Красная звездочка и маркировка Z0 – место отбора пробы K21–012 из новороссийско-анапского флиша. Маркировки Z1-Z8 красным цветом показывают положение регионов или мест отбора проб. Результаты U-Pb-датиро-

вания зерен детритового циркона из них обсуждаются в тексте и приведены далее на рис. 8 и 9.

В результате закрытия океана Тетис и схожления континентальных масс северная часть ЧеБАК региона в кайнозое стала частью обширного эпиконтинентального бассейна, который получил название Пери-Тетис и представлял собой сложную систему суб-бассейнов, соединенных узкими проливами. Перекрытия проливов, соединявших суб-бассейны, приводили к эпизодическим прекращениям связи суб-бассейнов со Средиземноморским сектором Мирового океана, резким изменениям гидрологического режима, катастрофическим падениям уровня моря и смене морских фаунистических сообществ пресноводными и т.п. Резкое ослабление водообмена с океаном в олигоцене привело к образованию полузамкнутого Пара-Тетического бассейна [Попов и др., 2009, 2010; Popov et al., 2004; Palcu et al., 2021].

Мы называем Крымско-Кавказским осадочным бассейном части Пери-Тетиса и Пара-Тетиса, расположенные на месте современных Крыма и Кавказа. Некоторые толщи, сформированные в этом бассейне, в настоящее

склонах Большого Кавказа и в южной (приближенной к Большому Кавказу) части Предкавказья. Кроме того, эти толщи вскрыты многочисленными скважинами в Предкавказском прогибе и охарактеризованы сейсмостратиграфическими материалами [Попов и др., 2010; Popov et al., 2004]. На основе анализа накопленной геологогеофизической информации созданы получившие широкую известность палеотектонические и палеогеографические реконструкции [Афанасенков и др., 2007; Большой Кавказ..., 2007; Никишин и др., 2010; Vincent et al., 2007, 2013 и ссылки там]. На этих реконструкциях показано, что в той части Крымско-Кавказского бассейна, где сейчас расположен Большой Кавказ, в позднем мезозое и начале кайнозоя был глубоководный трог. Затем, не ранее олигоцена, начались деформации вещественного выполнения этого трога, за которыми последовало воздымание Большого Кавказа. При этом по обе стороны от западного сегмента поднятия Большого Кавказа были сформированы

время экспонированы в Горном Крыму, на обоих

олигоцен-четвертичные предгорные прогибы — Туапсинский и Западно-Кубанский.

Ввиду того, что Западное Предкавказье, в частности Западно-Кубанский прогиб, – это нефтеносный район, его вещественное выполнение к настоящему времени уже хорошо изучено сейсморазведочными методами и бурением. Специфические детали сейсмостратиграфических разрезов, характеризующие вещественное выполнение Западно-Кубанского прогиба, однозначно указывают на то, что в течение позднего мезозоя и почти всего кайнозоя (до раннего плейстоцена включительно) заполнение бассейна проходило преимущественно за счет бокового наращивания разреза в южном направлении [Попов и др., 2010; Патина, Попов, 2023]. При таком характере заполнения бассейна нет сомнений в том, что основной седиментационный поток в Западно-Кубанский прогиб (бассейн), во всяком случае, в его северную часть, был со стороны расположенных севернее структур с платформенным стилем строения – молодой (эпигерцинской) Скифской платформы и древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Относительно небольшие мощности верхнеплиоцен-четвертичных слоев в Западно-Кубанском прогибе не позволяют выявлять клиноформы, эрозионные границы разных порядков, палеоврезы и другие элементы структуры, по которым можно определить направление седиментационных потоков.

Прикавказская часть Туапсинского прогиба сильно деформирована [Альмендингер и др., 2011; Баскакова и др., 2022]. Это обстоятельство не позволяет распознавать на сейсмостратиграфических разрезах специфические детали, по которым можно было бы делать оценки направлений седиментационных потоков и прогнозировать положение источников сноса обломочного материала.

Таким образом, несмотря на то, что концепция палеотектонической и палеогеографической эволюции Крымско-Кавказского осадочного бассейна, которая изложена в работах [Афанасенков и др., 2007; Большой Кавказ..., 2007; Никишин и др., 2010; Vincent et al., 2007, 2013 и ссылки там], получила широкое развитие и признание, а мезозойские и кайнозойские осадочные толщи Большого Кавказа, Предкавказья и прилегающих частей ЧеБАК региона хорошо изучены традиционными геологогеофизическими методами, многие вопросы кайнозойской палеотектоники и палеогеографии региона до сих пор не решены. В том числе следующие.

1. Действительно ли до середины эоцена те части Крымско-Кавказского осадочного бассейна, в пределах которых сейчас расположены Туапсинский и Западно-Кубанский прогибы, были областью аккомодации обломочного материала с одинаковыми источниками сноса или уже до воздымания западного сегмента Большого Кавказа они были разделены небольшими поднятиями, расположенными на месте будушего Кавказа. То есть были ли частью единого Крымско-Кавказского осадочного бассейна области, в пределах которых сейчас расположены Туапсинский и Западно-Кубанский прогибы, или эти прогибы представляли собой суб-бассейны с различными источниками сноса, либо это были предгорные прогибы, заполненные продуктами эрозии комплексов и структур Западного Кавказа?

2. Различна ли, а если различна, то в чем именно, позднемезозойская и кайнозойская палеогеографическая эволюция западного сегмента Большого Кавказа и соседних с востока и запада областей — соответственно центрального сегмента Большого Кавказа и Горного Крыма?

3. Было ли формирование Крымско-Кавказского осадочного бассейна монотонным либо в его истории были определенные временные рубежи, на которых происходило критическое изменение седиментационных обстановок, направлений седиментационных потоков, источников сноса и т.п.?

Для определения источников сноса и решения многих других региональных палеогеографических задач в последнее десятилетие геологи стали широко применять метод массового U-Th-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из осадочных пород. По результатам таких исследований стало возможно получать информацию о возрасте кристаллических комплексов - первичных источников dZr. Это дает возможность: 1) определять питающие провинции; 2) реконструировать направления седиментационных потоков, заполняющих бассейны, в которых сформированы изученные обломочные породы, и др. Сопоставление получаемых наборов возрастов dZr из обломочных пород разных толщ позволяет фиксировать изменение источников сноса и служит дополнительной объективной информацией для палеотектонических и палеогеографических реконструкций и решения перечисленных задач региональной геологии и палеогеографии.

К настоящему времени стратифицированные образования различного возраста Большого Кавказа и Предкавказья уже частично охарактеризованы результатами U–Th–Pb-датирования dZr [Митюков и др., 2011; Allen et al., 2006; Vincent et al., 2013; Cowgill et al., 2016; Vasey et al., 2020; Tye et al., 2021; Költringer et al., 2022]. Однако только две из этих работ [Митюков и др., 2011; Vincent et al., 2013] характеризуют обломочные породы из допозднечетвертичных стратифицированных образований западного сегмента Большого Кавказа и западных районов Предкавказья. При этом бо́льшую часть результатов, приведенных в этих работах, сейчас можно классифицировать лишь как предварительные (см. далее раздел "Обсуждение результатов").

В данной статье мы представляем новые результаты U–Th–Pb-датирования dZr по песчаникам среднедатской части разреза новороссийскоанапского флиша, обнаженного в береговых обрывах Черного моря на участке "Скала Киселева" в центральной части Сочинского синклинория (южный склон Западного Кавказа). Проведен сравнительный анализ и сопоставление этих результатов с имеющимися аналогичными данными U–Th–Pb-датирования зерен dZr из разновозрастных песчаников западного сегмента Большого Кавказа, Горного Крыма и Московской синеклизы ВЕП.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННОГО УЧАСТКА "СКАЛА КИСЕЛЕВА"

В пределах западного сегмента Большого Кавказа на его южном склоне выделяют Сочинский синклинорий, представляющий собой реликт келловей-миоценового глубоководного трога, в пределах которого был сформирован комплекс карбонатных, терригенных, терригеннокарбонатных и глинистых пород [Афанасенков и др., 2007]. Сеноман-эоценовая часть этого комплекса зачастую имеет флишевый характер внутреннего строения [Геология..., 1968, с. 322]. Мы называем этот крупный элемент разреза северной и центральной части Сочинского синклинория новороссийско-анапским флишем.

В поперечном сечении северной и центральной части Сочинского синклинория выделяют несколько антиклинальных и синклинальных структур, и в том числе Анапско-Агойскую синклинальную зону, тянущуюся вдоль побережья Черного моря. В ее пределах западнее меридиана г. Туапсе в ядрах синклинальных складок залегают наиболее верхние элементы (вплоть до эоцена, а возможно, и низов олигоцена) сводного разреза



Рис. 2. Тектоническая зональность Кавказа (вверху) и схема геологического строения Небуг-Туапсинского района (внизу) составлена по материалам из работ [Корсаков и др., 2002, 2021; Маринин и др., 2017] с упрощениями и дополнениями по результатам собственных полевых исследований авторов

1–7 – поля распространения толщ: антропогена – аллювиальные отложения (1), эоцена (2), верхнего палеоцена (3), нижнего палеоцена–дания (4), кампана–маастрихта (5), сеномана–сантона (6), альба (7); 8 – разрывные нарушения; 9 – элементы залегания слоистости: наклонное (*a*), вертикальное (δ), опрокинутое (*в*); 10 – место отбора пробы К21-012 из новороссийско-анапского флиша.



Рис. 3. Общий вид и детали скальных обнажений новороссийско-анапского флиша, расположенных непосредственно к югу от "Скалы Киселева"

а – "Скала Киселева" (дальний план) и скалы, ограничивающие пляж, расположенный к югу от нее (вид со стороны южного ограничения этого пляжа);

б – "Скала Киселева" (средний план) и скальный выход новороссийско-анапского флиша (точка наблюдения K21-012, 44°06' 36.83" с.ш. 39°01' 59.13" в.д.);

в – деталь строения вертикального скального обнажения в южном обрамлении пляжа, расположенного к югу от "Скалы Киселева", иллюстрирующая отчетливо ритмичное строение новороссийско-анапского флиша;

г – один из турбидитовых ритмов (неполный цикл Боума) в изученном в районе "Скалы Киселева" фрагменте разреза новороссийско-анапского флиша с указанием мест отбора проб для выделения зерен детритового циркона из песчаников основания турбидитового ритма – проба K21-012 (dZr), и для микропалеонтологических исследований из алевро-аргиллитов верхнего элемента того же ритма – проба K21-012 (МП).

новороссийско-анапского флиша (рис. 2) [Маринин, Расцветаев, 2008; Маринин и др., 2017].

На участке побережья Черного моря, расположенном между устьями рек Агой и Туапсе, разрез и складчатая структура новороссийскоанапского флиша представлены в серии великолепных скальных выходов. Нами изучен фрагмент разреза новороссийско-анапского флиша в скальном массиве, известном как "Скала Киселева", и в серии соседних береговых обнажений. Новороссийско-анапский флиш здесь – это толща ритмичного чередования (рис. 3а, 3б, 3в) известковистых песчаников, алевро-песчаников, алевролитов, глинистых известняков. Мощность отдельных (элементарных) ритмов от 20–30 см (см. рис. 3в) до 1 м, реже – более. Ритмы представляют собой типичные циклы Боума с элементами от "а" или "b" до "е" [Bouma, 1962; Shanmugam, 2021], с той лишь разницей, что элемент "е" представлен не глинистой породой (не аргиллитами), а пелитоморфными глинистыми известняками. Границы полных и неполных ритмов, если в их основании залегают песчаники (элементы "а", или "b", или даже "с" цикла Боума), зачастую маркированы обильными ихнофоссилиями (см. рис. 3а). На поперечных поверхностях слоев этих песчанистых пород видна конволютная слоистость, облик которой

2024



Рис. 4. Некоторые особенности внутреннего строения фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша на участке "Скала Киселева"

а – обильные ихнофоссилии (слепки следов ползания донных организмов) на подошве слоя песчаников, слагающих основание одного из турбидитовых ритмов;

б, в – конволютная слоистость в песчанистых породах одного из турбидитовых ритмов;

г — заполненные песчанистым материалов эрозионные каналы в подошве неполного ритма, представленного тонкими породами (элементы "d" и "e" цикла Боума).

обусловлен, очевидно, формированием структур обезвоживания песчаного осадка при его литификации (см. рис. 3б, 3в). В тех случаях, когда в турбидитовых ритмах отсутствуют элементы циклов Боума, сложенные песчанистыми породами (элементы "а", "b" и "с"), и в основании ритма находятся алевритовые породы, слагающие элементы "d" и "е" цикла Боума, границы ритмов маркированы мелкими плосковыпуклыми линзами песчанистых пород, представляющих собой, по-видимому, поперечные срезы мелких эрозионных каналов боковых частей распределительной системы турбидитовых конусов — фэнов (см. рис. 3г).

Слоистость новороссийско-анапского флиша на многих участках его распространения,

и в том числе в пределах участка "Скала Киселева", имеет крутые, вертикальные и зачастую опрокинутые залегания. В большинстве случаев можно легко определить положение верха и низа (положение кровли и подошвы отдельных слоев), обнаженных фрагментов разреза с использованием следующего набора признаков: 1) наличие ярко выраженной градационной слоистости; 2) наличие ихнофоссилий (слепков следов ползания донных организмов на подошве слоев песчанистых пород (элементы "а", "b" и "с" цикла Боума), слагающих основание отдельных турбидитовых ритмов (рис. 4а); 3) наличие проявлений конволютной слоистости в песчанистых породах (элементы "а", "b" и "с" цикла Боума) (см. рис. 4б, 4в); 4) наличие косослоистого внутреннего строения песчанистых пород (элементы "с" цикла Боума); 5) наличие заполненных песчанистым материалом эрозионных каналов в подошве неполных ритмов, представленных только тонкими породами, слагающими элементы "d" и "е" цикла Боума (см. рис. 4г); 6) сочетания всех или части перечисленных текстурных признаков. Понимание положения верха и низа разреза позволяет в первом приближении расшифровать сложную разрывноскладчатую структуру новороссийско-анапского флиша на участке "Скала Киселева" (см. рис. 2).

ОТБОР ПРОБ И ИХ ОПИСАНИЕ

В прибрежном скальном обнажении, расположенном в 300 м на юг от южного торца скального массива, известного как "Скала Киселева" (см. рис. 2, 3а, 3б), в точке с координатами 44°06'36.83" с.ш. 39°01'59.13" в.д. из известковистого песчаника основания одного из турбидитовых ритмов отобрана проба К21-012 (см. рис. 3г) начальным весом около 3 кг.

Песчаники светло-пепельно-серые массивного облика мелко-среднезернистые, на выветрелой поверхности приобретают охристый оттенок. При микроскопическом изучении песчаников установлено, что для них характерна обломочная псаммитовая структура. Размер обломков 0.05-2 мм в поперечнике, сортировка плохая или отсутствует. Обломки преимущественно остроугольные, представлены в основном кварцем, редко - полевыми шпатами и детритными чешуйками белой слюды. В заметном количестве присутствуют зерна глауконита, биокласты (фрагменты карбонатных раковин, мшанкок, кораллов, а также иглоподобные образования карбонатного и кремнистого состава) и целые раковины фораминифер, принадлежащих родам Lenticulina, Nodosaria, Globigerina (рис. 5). Обломочная часть породы (терригенные обломки, глауконит, биокласты и раковины фораминифер) в сумме составляет 50-60%, а цемент -40-50%объема породы. Цемент известковый сплошной очень неравномерно распределенный базальный и поровый тонко-микрокристаллический, реже среднекристаллический и даже крупнокристаллический. В последнем случае цемент пойкилитовый.

Из отобранной нами пробы светло-серых известковых алевро-аргиллитов (см. рис. 3г) Е. А. Щербинина (ГИН РАН) определила численно чрезвычайно бедный комплекс карбонатно-го наннопланктона. Комплекс включает пять видов: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Cruciplacolithus primus* Perch-Nielsen,

Prinsius dimorphosus (Perch-Nielsen) Perch-Nielsen, мелкие *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, а также кальцитовые диноцисты *Cervisiella operculata* (Bramlette and Martini) Streng, Hildebrand-Habel and Williams. Присутствие в этой ассоциации *P. dimorphosus* и отсутствие более молодых видов позволяет ограничить возрастной интервал вмещающих отложений нижней частью дания – зоной CNP3 по шкале Аньини с соавторами [Agnini et al., 2014] или верхней частью зоны NP2 и зоной NP3 по шкале Мартини [Martini, 1971]. Согласно GTS2020, для палеогенового периода [Speijer et al., 2020] этот диапазон соответствует абсолютному возрасту примерно 63.9–65.3 млн лет.

ПРОБОПОДГОТОВКА, ВЫДЕЛЕНИЕ ЗЕРЕН ЦИРКОНА И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Из пробы К21-012 весом около 3 кг была взята часть материала (примерно 1.5 кг), который был измельчен вручную в чугунной ступе до размерного класса 0.25 мм с использованием одноразового капронового сита. Из измельченного материала пробы в проточной водопроводной воде была отмучена взвесь пелитовой и мелкоалевритовой (менее 20-30 мкм) размерности. Затем этот материал был просушен в вытяжном шкафу и разделен на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости ГПС-В с плотностью около 2.9 г/см³. Из тяжелой минеральной фракции (после ее отмывки от остатков тяжелой жидкости и просушивания в вытяжном шкафу) с помощью самодельного электромагнитного сепаратора в ГИН РАН были отделены магнитные минералы. Полученная таким образом фракция тяжелых немагнитных минералов содержала многочисленные зерна циркона. Концентрирование зерен циркона до уровня монофракции проведено не было; зерна для анализа с использованием бинокуляра выбраны случайным образом вручную и стандартными методическими приемами имплантированы в эпоксидную шашку.

Характеристика зерен циркона. Все имплантированные в эпоксидную шашку dZr из пробы K21-012 были изучены в ГИН РАН с помощью оптического микроскопа и выборочно – на электронном микроскопе TESCAN в режиме катодной люминесценции. Зерна dZr имеют размер от 20–30 до 150–170 мкм и в поляризованном свете обладают чрезвычайно разнообразными высокими интерференционными окрасками как по интенсивности свечения, так и по цветовой гамме и узору интерференционной окраски (рис. 6). Все зерна – это кристаллы от средне- до полностью окатанных. Форма зерен преимущественно округлая, лишь единичные зерна



Рис. 5. Микрофотографии шлифов песчаников пробы К21–012.

Слева (1, 3, 5, 7) – микрофотографии с параллельными николями, справа (2, 4, 6, 8) – со скрещенными николями. 1, 2 – песчаник существенно кварцевый Q (с глауконитом Gl) несортированный массивного облика с базальным кальцитовым цементом Cc;

3, 4 — песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с обильным кальцитовым цементом, многочисленными иглоподобными образованиями карбонатного и кремнистого состава (биокластами), а также целой раковиной фораминифер рода Globigerina, заполненной кремнеземом (халцедоном);

5, 6 — песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с базальным кальцитовым цементом, с целой раковиной фораминиферы рода Nodosaria, заполненной кристаллическим карбонатом (кальцитом);

7, 8 — песчаник существенно кварцевый (с глауконитом) несортированный, массивного облика с весьма обильным кальцитовым цементом, биокластами и целыми раковинами фораминифер рода Lenticulina.

КУЗНЕЦОВ и др.



Рис. 6. Монтаж оптических изображений изученных зерен детритового циркона из песчаников датского интервала разреза новороссийско-анапского флиша (проба К21-012)

Для каждого изображения в левом верхнем углу указан номер анализа (отсутствует, если пробоотбор не проведен). Индекс "o" означает, что изображение получено в отраженном свете, без индекса – в проходящем свете при параллельных николях, индекс "x" – в проходящем свете при скрещенных николях. Для некоторых зерен показаны два или три изображения. Если был пробоотбор, то показано положение кратера лазерной абляции (кружок, диаметр 25 мк) и возраст зерна в млн лет, если была получена кондиционная датировка. Белыми точечными линиями намечены видимые ядра или границы между разнородными частями внутри зерна.

Три изображения без номеров – это примеры зерен с настолько сложной внутренней структурой, что в них не нашлось области диаметром 25 мк без очевидных нарушений или включений, и поэтому пробоотбор на U–Pb-датирование не проведен. Изображения 13, 14, 28, 34, 84, 89, 94, 98, 118 и др. – примеры зерен с разнообразными включениями. Три изображения зерна 65 в проходящем и отраженном свете демонстрируют пример пустотного пространства (П).

сохранили удлиненную игольчатую форму. Немногочисленные dZr сохранили черты, присущие правильно оформленным кристаллам. Большинство же — это или окатанные части более крупных кристаллов, или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований. Большинство dZr содержат многочисленные включения разной природы. Иногда включения имеют игольчатую форму и наиболее вероятно представляют собой кристаллы апатита. В некоторых dZr отчетливо видны ядра, обрамленные оболочками.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА

U-Th-Pb-изотопное датирование зерен циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ISP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования оборудованием ГИН РАН. Для лазерного отбора микропробы использована система лазерной абляции NWR-213 ("Electro Scientific Ind."), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения "Element2" ("Thermo Scientific Inc."). Рабочие параметры аппаратуры приведены в работе [Никишин и др., 2020].

Калибровка изотопных измерений проведена по внешнему стандарту, в качестве которого использован циркон GJ-1 [Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006]. Качество анализов оценено путем последовательного измерения контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995, 2004; Yuan et al., 2008] и Plesovice [Sláma et al., 2008] и неизвестных образцов. Для зерен циркона GJ-1, 91500 и Plesovice в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.5 \pm 1.5 (n = 59), 1073 ± 35 (*n* = 13) и 337.0 ± 2.1 (*n* = 13) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения согласуются с аттестованными по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U средневзвешенными значениями возраста этих стандартов, полученными методом CA-ID-TIMS: 601.9 ± 0.4 (n = 7), 1063.5 ± 0.4 (n = 7) и 337.2 ± 0.1 (n = 10) млн лет $(\pm 2\sigma)$ [Horstwood et al., 2016].

Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER [Griffin et al., 2008] и программы Isoplot/Ex [Ludwig, 2012]. Теоретические основы коррекции на обычный свинец и формулы, по которым проводится коррекция, приведены в работе [Andersen, 2002]. Для коррекции использована программа ComPbCorr, составленная Т. Andersen [Andersen, 2008]. Нарушенность изотопной U–Th–Pb-системы зерна циркона оценена с учетом измеренного содержания изотопов свинца 206 Pb, 207 Pb и 208 Pb в цирконе и известных изотопных соотношений между изотопами свинца, которые в программе приняты как 206 Pb/ 204 Pb = 18.7, 207 Pb/ 204 Pb = 15.628, 208 Pb/ 204 Pb = 38.63.

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (*КПВ*) использованы анализы (кондиционные датировки), удовлетворяющие трем условиям: 1) -10% < D1 и D2 < 10%; 2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста < 50 млн лет и 3) поправка на общий свинец меняет возраст < 50 млн лет.

Использованная нами для обработки первичных аналитических данных компьютерная программа "GLITTER" дает возможность в ходе каждого единичного изотопного анализа видеть развертку по времени (мы называем ее – аналитический сигнал) количества поступающих на регистраторы ионов²⁰⁶ Pb,²⁰⁷ Pb,²⁰⁸ Pb,²³² Th и²³⁸U по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона и испарения вещества из все более и более глубинных частей этого зерна. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона. Программное обеспечение "GLITTER" дает возможность исследователю "вырезать" из полученного аналитического сигнала любую его часть и таким образом получать изотопные датировки, соответствующие разным частям зерна. Начальные части аналитического сигнала соответствуют части зерна циркона, расположенной сразу под его приполированной в эпоксидной шашке поверхностью, а средние и конечные части – более глубинным, удаленным от полированной поверхности частям этого зерна. Если зерно циркона в аналитическом препарате приполировано примерно до середины, то начальные части аналитического сигнала чаще всего соответствуют ядру, а конечные – оболочке зерна циркона.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В пробе K21-012 изучение U-Th-Pbизотопной системы выполнено для 130 зерен dZr. Результаты анализов приведены в табл. 1. Во многих проанализированных dZr возраст определен по части аналитического сигнала, соответствующей скорее всего либо ядру

Гh-Pb-изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из датских песчаников мел-палеоценового	флиша, широко развитого в Сочинском синклинории, расположенном на южном склоне Западного сегмента Большого	
Таблица 1. Результаты U-Th-Pb-изотопного (LA	новороссийско-анапского флиша, широко развит	Кавказа (проба К21-012)

66

	D2, %	62.9	2.4	1.8	-0.5	4.1	81.9	64.9	-1.4	0.1	294.8	-0.5	0.0	1.6	0.8	29.0	101.3	5.1	20.5	0.2	0.3	-0.7	0.6	1.2	1.7	185.3	0.8	71.4	1.0
	D1, %	20.7	0.8	0.6	-0.2	1.9	32.7	27.6	-0.5	0.0	114.8	-0.3	0.0	0.6	0.3	10.3	53.8	1.6	2.5	0.1	0.1	-0.3	0.2	0.4	0.7	67.9	0.4	22.2	0.5
	τlσ	13	10	10	10	16	16	12	10	4	13	16	16	12	4	10	25	10	e	23	14	11	15	13	15	12	24	23	15
eT	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	936	1 103	1055	1 137	1 772	1 159	1315	1095	1491	791	1 827	1495	1 197	366	1 102	1706	901	322	2 737	1535	1 169	1731	1359	1649	859	2 950	856	1 755
г ни	τlσ	9	6	10	6	12	9	12	6	13	9	11	17	13	5	10	6	15	4	13	10	10	10	11	11	9	12	9	11
зраст, м	∩ _{sɛ෭} /qd _{∠07}	1 130	1 112	1061	1135	1806	1538	1678	1090	1491	1699	1822	1495	1204	367	1 215	2624	915	330	2 740	1 537	1 166	1 735	1 365	1661	1442	2963	1046	1763
Bc	τlσ	18	16	18	17	15	17	14	17	19	17	14	24	21	20	16	16	31	21	14	15	17	14	17	15	16	<u>12</u>	32	15
	∩ ₈₈₇ ∕d ₉₀₇	1525	1 129	1074	1 131	1845	2108	2 168	1080	1492	3 123	1817	1495	1 216	369	1422	3435	947	388	2742	1540	1 161	1741	1375	1677	2451	2973	1 467	1772
	ΩI±	0.00226	0.00185	0.00183	0.00194	0.00324	0.00299	0.00234	0.00187	0.00282	0.0023	0.00332	0.00316	0.00224	0.00059	0.00191	0.00499	0.00186	0.00053	0.00545	0.00272	0.00205	0.00305	0.00242	0.003	0.0022	0.00585	0.00401	0.00315
ия свинец)	∩ _{8€7} /9d ₉₀₇	0.1563	0.1866	0.1778	0.1929	0.3164	0.1970	0.2263	0.1851	0.2603	0.1305	0.3277	0.2610	0.2040	0.0585	0.1865	0.3029	0.1500	0.0512	0.5289	0.2689	0.1988	0.3080	0.2346	0.2915	0.1426	0.5802	0.1420	0.3130
отношен обычный	τlσ	0.01844	0.02578	0.02772	0.02834	0.06769	0.02698	0.05929	0.027	0.05616	0.03004	0.06604	0.07166	0.04107	0.00638	0.0327	0.11199	0.03716	0.00609	0.19029	0.0464	0.03167	0.05547	0.04131	0.05797	0.02461	0.22732	0.01732	0.06419
леренные щией на с	П ₅₅₂ /9Д ₂₀₇	2.0435	1.9886	1.8435	2.0578	4.9202	3.5500	4.2220	1.9244	3.3434	4.3274	5.0176	3.3595	2.2718	0.4347	2.3097	12.2506	1.4615	0.3843	13.8571	3.5438	2.1522	4.5241	2.8357	4.1347	3.1379	17.5131	1.8014	4.6741
изм (с коррек	τlσ	0.00159	0.00105	0.00118	0.00111	0.00162	0.00215	0.00198	0.0011	0.00162	0.00448	0.00152	0.00206	0.00151	0.00082	0.00132	0.0053	0.00186	0.00089	0.00269	0.0013	0.0012	0.00136	0.00133	0.0015	0.00268	0.00296	0.00268	0.00155
	Գժ ₉₀₇ /ԳԺ _{Հ07}	0.0948	0.0773	0.0752	0.0774	0.1128	0.1307	0.1353	0.0754	0.0932	0.2405	0.1110	0.0934	0.0808	0.0539	0.0899	0.2933	0.0707	0.0544	0.1900	0.0956	0.0785	0.1066	0.0877	0.1029	0.1596	0.2189	0.0920	0.1083
T	′ı 'цТ	88.6	204.6	70.4	100.7	74.5	156.3	374.9	75.2	18.4	1026.2	38.7	8.8	34.2	8.8	102.1	175.0	106.2	833.6	107.1	90.3	182.8	280.5	263.2	169.3	139.5	112.5	15.0	196.8
T	\1 ,U	162.2	232.0	114.8	146.2	124.2	175.0	279.9	139.3	24.4	770.8	84.7	18.2	43.8	426.5	189.1	106.7	92.2	863.3	45.9	92.6	126.0	297.4	76.5	115.7	312.9	136.9	237.3	185.8
Номер	анализа в пробе	a001-core	a002	a003	a004	a005	a006	a007	a008	a009	a010	a011-core	a012-core	a013-core	a014	a015-core	a016	a018-core	a019-core	a020	a021	a022-center	a023	a024	a025	a026	a027	a028-rim	a029
ш	/ш ōŊ		7	ε	4	5	9	~	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28

КУЗНЕЦОВ и др.

		D2, %	0.6	-0.1	4.3	0.0	0.4	64.0	53.9	-0.1	1.5	26.4	10.7	105.3	0.2	75.2	2.8	-7.1	0.0	0.1	0.6	219.0	1.5	2.8	-0.1	-0.4	-0.3	0.2	-2.0	0.3	1.2	19.7
		D1, %	0.4	-0.1	1.9	0.0	0.2	33.8	18.7	0.0	0.4	14.8	3.7	39.4	0.1	25.8	1.1	-0.9	0.0	0.0	0.3	82.7	0.9	0.5	0.0	-0.1	-0.1	0.1	-0.8	0.1	0.3	3.5
		τlσ	23	15	15	16	19	32	19	14	9	43	11	12	18	12	15	4	16	Ξ	18	13	24	Ś	11	11	11	653	11	15	3	5
	ет	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	2837	1654	1592	1711	2 162	1865	1025	1520	684	2 347	1 102	1011	2045	961	1422	326	1758	1244	2066	848	2718	430	1 159	1 185	1 183	4630	1 189	1580	341	488
	Г НГМ	τlσ	13	12	12	12	13	9	7	12	18	6	12	5	11	5	16	7	11	6	12	9	14	8	6	6	6	201	10	12	4	6
	зраст, м	∩ ₅₅₇ /9d_207	2847	1 653	1 622	1711	2 166	2495	1 217	1520	687	2694	1 143	1409	2047	1 209	1438	323	1758	1244	2072	1549	2 742	432	1 159	$1\ 184$	1 182	4635	$1\ 180$	1582	342	505
	Bo	τlσ	13	16	16	16	15	20	24	17	46	22	21	14	14	15	24	35	15	15	15	18	15	32	16	15	15	159	17	16	20	31
		∩ ₈₈₂ ∕d ₉₀₂	2855	1652	1661	1711	2171	3058	1577	1519	694	2 967	1220	2 076	2049	1684	1462	303	1758	1245	2 0 7 8	2705	2759	442	1158	1180	1179	4638	1165	1585	345	584
		τlσ	0.00559	0.00301	0.00291	0.00314	0.00412	0.00657	0.0034	0.00277	0.0016	0.00954	0.002	0.00216	0.00379	0.00213	0.00296	0.0006	0.0032	0.00212	0.00387	0.00227	0.00567	0.00079	0.00202	0.00205	0.00205	0.20768	0.00211	0.00292	0.00056	0.00092
	іия свинец)	∩ ₈₅₇ ∕9d ₉₀₇	0.5527	0.2924	0.2801	0.3040	0.3984	0.3354	0.1723	0.2660	0.1120	0.4392	0.1865	0.1698	0.3733	0.1608	0.2468	0.0518	0.3135	0.2129	0.3777	0.1405	0.5244	0.0690	0.1969	0.2019	0.2015	1.0509	0.2025	0.2777	0.0544	0.0786
	е отношен обычный	τlσ	0.21311	0.0585	0.05804	0.06421	0.10816	0.10054	0.02383	0.05375	0.03459	0.12047	0.03639	0.02086	0.08413	0.01727	0.06548	0.00931	0.06377	0.03135	0.09341	0.02838	0.20861	0.01254	0.02911	0.02852	0.02898	18.98061	0.03162	0.05427	0.00602	0.01523
	меренны кцией на	∩ _{sɛ෭} ∕9d _{∠07}	15.5082	4.0913	3.9404	4.3923	7.4450	10.6732	2.3163	3.4669	0.9664	13.2056	2.0815	3.0042	6.5064	2.2906	3.1214	0.3744	4.6485	2.4063	6.6934	3.5992	13.8811	0.5303	2.1298	2.2080	2.2018	95.0768	2.1969	3.7485	0.4003	0.6441
	(c koppel	τlσ	0.00291	0.0015	0.00155	0.00158	0.00203	0.00493	0.00211	0.00152	0.00231	0.00507	0.00146	0.00182	0.0017	0.00153	0.002	0.00135	0.00154	0.00111	0.00187	0.00335	0.003	0.00136	0.0011	0.00105	0.00107	0.12195	0.00116	0.00145	0.00082	0.00145
		9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	0.2035	0.1015	0.1020	0.1048	0.1356	0.2308	0.0975	0.0946	0.0626	0.2181	0.0810	0.1284	0.1264	0.1033	0.0917	0.0524	0.1076	0.0820	0.1285	0.1857	0.1920	0.0557	0.0784	0.0793	0.0793	0.6562	0.0787	0.0979	0.0534	0.0595
	T\	′л 'цТ	198.8	314.5	377.7	214.0	182.4	264.5	6.99	138.8	50.8	92.0	53.3	740.4	85.5	620.9	42.8	633.2	128.5	671.9	164.2	1 029.5	21.7	43.9	100.4	151.0	94.9	0.4	122.0	118.7	778.0	145.4
лжение	\mathbf{T}^{\prime}	Λ1 'U	151.2	186.8	244.9	146.5	129.3	238.6	6.69	162.7	77.1	129.0	120.0	869.8	96.2	438.0	26.5	520.2	163.8	745.5	135.0	847.2	39.1	146.6	108.7	211.9	211.1	0.2	115.3	110.1	832.6	162.3
ица 1. Продо.	Homen	анализа в пробе	a030	a031-center	a032	a033	a034	a035	a036	a037	a038	a039	a040	a041	a042	a043	a044	a045	a046	a047	a048	a049	a050	a051	a052	a053	a054	a055	a056	a057-center	a058-core	a059
Табл	Ш,	/⊔ ōŊ	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58

МЕЛ-ЭОЦЕНОВЫЙ ФЛИШ СОЧИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2024

67

					M3N	меренные	отношен.	ВИ			R, A	I TORICE		тел			
	Номер	T	T\		(c kopper	кцией на	обычный	свинец)			A	1,120,000		2			
	анализа в пробе	ν, υ	", "ЛТ	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	τlσ	П ₅₅₇ /9Д ₂₀₇	τlσ	∩ _{8€7} ∕9d ₉₀₇	τlσ	∩ ₈₈₂ ∕d ₉₀₂	τlσ	$\begin{array}{c} \Omega_{\text{SEZ}} \\ / q d_{\text{LOZ}} \end{array}$	τlσ	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	τlσ	D1, %	D2, %
	a060	208.6	168.4	0.1285	0.00185	6.7154	0.09453	0.3790	0.00396	2078	14	2075	12	2072	19	0.1	0.3
	a061	94.8	206.2	0.0657	0.00111	1.1557	0.01899	0.1276	0.00136	797	20	780	6	774	×	0.8	3.0
	a062	78.4	66.1	0.1005	0.0016	4.0460	0.06279	0.2921	0.00316	1633	18	1643	13	1652	16	-0.5	-1.2
	a063	557.1	344.1	0.0530	0.00089	0.4028	0.00658	0.0551	0.00058	328	22	344	5	346	4	-0.6	-5.2
	a064	272.5	298.7	0.0535	0.00135	0.4287	0.01056	0.0582	0.00068	349	33	362	8	364	4	-0.5	-4.1
	a065-core	67.6	95.5	0.0723	0.00143	1.6708	0.03225	0.1676	0.00189	995	23	997	12	666	10	-0.2	-0.4
	a066	47.6	42.8	0.0824	0.00147	2.4279	0.04224	0.2138	0.00236	1254	20	1251	13	1 249	13	0.2	0.4
	a067	52.6	0.3	0.1142	0.00186	5.2809	0.08433	0.3356	0.00366	1867	17	1866	14	1865	18	0.1	0.1
	a068	151.5	157.1	0.0948	0.00147	3.4950	0.05319	0.2673	0.00283	1525	17	1526	12	1527	14	-0.1	-0.1
	a069-rim	75.2	116.8	0.0981	0.00202	3.5719	0.07153	0.2640	0.00313	1589	22	1543	16	1510	16	2.2	5.2
	a070	159.8	165.1	0.1266	0.00204	6.4095	0.10143	0.3674	0.00395	2051	17	2 0 3 4	14	2017	19	0.8	1.7
	a071	53.4	38.5	0.0788	0.00122	2.1528	0.03247	0.1982	0.00211	1167	18	1 166	10	1 165	11	0.1	0.2
	a072	238.8	385.8	0.1281	0.00182	5.7979	0.08062	0.3282	0.00353	2072	4	1946	12	1830	17	6.3	13.2
	a073-core	101.3	101.6	0.2137	0.00309	14.8842	0.11417	0.5051	0.00637	2934	14	2 808	7	2635	27	6.6	11.3
	a074	417.6	443.1	0.0534	0.00109	0.4057	0.00808	0.0552	0.00061	344	26	346	9	346	4	0.0	-0.6
	a075-rim	171.7	9.6	0.0601	0.00234	0.7521	0.02836	0.0908	0.00133	606	48	569	16	560	8	1.6	8.2
	a076	81.1	105.7	0.1009	0.00158	4.0368	0.0617	0.2901	0.00315	1641	17	1642	12	1642	16	0.0	-0.1
	a077	60.7	84.0	0.1191	0.00189	5.7722	0.08914	0.3514	0.00387	1943	16	1942	13	1941	18	0.1	0.1
_	a078	271.3	173.7	0.1117	0.00165	3.5493	0.05095	0.2305	0.00244	1827	15	1538	11	1 337	13	15.0	36.6
	a079	97.5	94.5	0.0710	0.00114	1.5653	0.02437	0.1600	0.00169	956	19	957	10	957	6	0.0	-0.1
	a080	456.7	758.9	0.0703	0.00104	1.5210	0.02183	0.1569	0.00162	938	18	939	6	939	6	0.0	-0.1
	a081-rim	207.1	143.5	0.0779	0.00126	2.0879	0.03278	0.1944	0.00208	1144	18	1 145	11	1 145	11	0.0	-0.1
	a081-cor	261.7	153.4	0.0793	0.00129	1.9868	0.03133	0.1818	0.00194	1178	18	1111	11	1077	Π	3.2	9.4
_	a082	340.9	297.3	0.8268	0.01425	9.8256	0.0735	0.0862	0.00134	4969	14	2419	7	533	~	353.8	832.3
	a083	46.3	39.8	0.0827	0.00147	2.2917	0.03943	0.2010	0.00221	1262	21	1 210	12	1 181	12	2.5	6.9
	a084-core	133.1	120.6	0.0745	0.00137	1.8039	0.03222	0.1757	0.00194	1054	21	1047	12	1044	11	0.3	1.0
	a085	310.8	456.1	0.1114	0.00167	2.6267	0.03813	0.1710	0.0018	1 823	16	1308	Π	1018	10	28.5	79.1
	a086	36.6	51.3	0.1881	0.00292	13.6207	0.20623	0.5252	0.00586	2726	15	2724	4	2721	25	0.1	0.2
	a087-core	42.5	9.6	0.8035	0.01167	199.1671	2.96973	1.7980	0.02198	4928	12	5 381	15	6633	51	-18.9	-25.7
	a088	196.1	163.4	0.1411	0.00281	5.1118	0.04692	0.2628	0.00474	2240	20	1838	8	1504	24	22.2	48.9

68

Таблица 1. Продолжение

КУЗНЕЦОВ и др.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2024

		D2, %	0.0	0.2	86.5	-0.3	3.4	-3.4	8.5	8.3	1.3	2.8	0.2	729.4	32.0	0.2	0.4	412.9	111.0	-3.8	0.1	11.5	26.8	101.0	-1.0	266.8	0.0	19.9	4.7	-0.4	0.0
		D1, %	0.0	0.1	35.3	-0.2	1.3	-0.5	0.9	2.8	0.4	1.2	0.1	135.1	14.6	0.1	0.2	156.0	48.5	-0.6	0.0	3.8	10.7	31.1	-0.2	84.8	0.0	8.9	2.0	-0.2	
		τĮα	e	16	35	11	13	S	4	12	11	15	17	4	21	13	19	22	19	S	16	12	20	15	S	7	14	28	15	11	÷
	ет	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	325	1691	1 182	1 174	1366	435	318	1105	1 166	1595	1 792	282	1 598	1381	2057	668	1232	318	1660	1 072	1 323	806	496	657	1391	1578	1487	1067	1 050
	Г НЦУ	τlσ	5	12	56	11	11	9	8	16	11	12	13	4	22	12	13	43	7	5	12	16	7	8	7	11	13	8	14	12	;
	озраст, м	П _{сст} /9Д ₂₀₇	325	1 692	1 599	1 172	1384	433	321	1 136	1 171	1614	1 793	663	1832	1 382	2061	1710	1830	316	1660	1 113	1465	1 057	495	1214	1 391	1 718	1516	1065	1050
	B	±lσ	22	17	75	18	16	24	39	27	19	16	16	16	27	17	15	54	18	23	17	26	19	24	23	15	20	23	21	22	č
		∩ ₈₅₂ ∕d ₉₀₂	328	1694	2 204	1170	1413	420	345	1197	1181	1639	1795	2339	2109	1384	2065	3426	2599	306	1661	1195	1678	1620	491	2410	1391	1892	1557	1063	1050
		τlσ	0.00054	0.00314	0.0066	0.00212	0.00245	0.00075	0.00062	0.0023	0.00212	0.00297	0.00341	0.00064	0.00421	0.00258	0.00404	0.00373	0.00364	0.00055	0.00313	0.00223	0.00383	0.00266	0.00084	0.00112	0.00264	0.00549	0.00291	0.00196	
	ия свинец)	∩ _{8€7} /9d ₉₀₇	0.0517	0.2998	0.2012	0.1997	0.2360	0.0699	0.0505	0.1869	0.1983	0.2808	0.3205	0.0447	0.2813	0.2389	0.3758	0.1092	0.2106	0.0506	0.2938	0.1808	0.2279	0.1331	0.0800	0.1074	0.2408	0.2773	0.2594	0.1799	70210
	отношен обычный	τlσ	0.00634	0.06412	0.2672	0.03344	0.0406	0.00969	0.01086	0.04778	0.03501	0.05854	0.07365	0.00751	0.13122	0.04437	0.09494	0.2256	0.04159	0.00642	0.06176	0.04576	0.02891	0.02102	0.01054	0.03463	0.05117	0.04191	0.06328	0.03326	111000
	меренные кцией на	$\begin{array}{c} \Pi_{\text{SEZ}} \\ / q_{\mathbf{J}_{\text{LOZ}}} \end{array}$	0.3774	4.2929	3.8314	2.1729	2.9100	0.5315	0.3720	2.0612	2.1685	3.9035	4.8492	0.9207	5.0741	2.8999	6.6113	4.3899	5.0610	0.3656	4.1312	1.9927	3.2342	1.8317	0.6287	2.3059	2.9356	4.4276	3.4505	1.8557	1000
	(c koppel	τlσ	0.00092	0.0016	0.01015	0.00125	0.00128	0.00103	0.00161	0.00191	0.00132	0.00155	0.00171	0.0024	0.00351	0.00137	0.00187	0.01715	0.00331	0.00094	0.00156	0.00189	0.00188	0.00223	0.00098	0.00241	0.00158	0.00249	0.00182	0.00137	0.100.0
		9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	0.0530	0.1039	0.1381	0.0789	0.0894	0.0552	0.0534	0.0800	0.0793	0.1008	0.1097	0.1494	0.1308	0.0881	0.1276	0.2916	0.1743	0.0525	0.1020	0.0799	0.1029	0.0998	0.0570	0.1558	0.0884	0.1158	0.0965	0.0748	
	L,	/л 'цТ	500.0	196.1	0.3	90.7	266.4	250.3	52.9	74.6	175.5	108.4	76.6	879.8	3.2	80.5	39.6	0.5	87.8	186.8	245.5	159.9	366.4	132.8	117.9	874.9	58.0	610.3	66.6	52.1	1 11 1
лжение	T	Ŋ1,U	626.9	172.9	3.3	115.4	336.2	360.6	157.3	61.4	170.7	157.7	97.6	1846.6	18.7	103.1	141.7	1.7	300.9	1201.4	256.4	232.7	211.8	316.8	314.0	1336.0	89.7	318.1	188.5	95.8	7770
ца 1. Продо.	Howen	анализа в пробе	1089	1090 a	160a	a092	a093-core	a094-core	a095-rim	a096-core	760a	a098	960a	a101	a102	a103	a105	a106	a107	a108	a109	a110	a111	all2-core	a113	a114	a115	all6-core	all7-core	a118	110
Габли	ш	/ш ōŊ	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	; 66	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	111

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

69

Ш	Номер	T'	T/		U3 (c koppei	мереннык кцией на	е отношен обычный	иия свинец)			Bo	зраст, м.	лн ле	E			
/⊔ ōŊ	анализа в пробе	∖ı ,U	′л 'цТ	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	τĮα	∩ _{sɛ෭} /9d _{∠07}	τĮα	П ₈₅₇ /9d ₉₀₇	τJα	∩ _{8€7} ∕d ₉₀₇	τlσ	∩ _{ssz} /9d_ ₂₀₂	±lσ	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇	τlσ	D1, %	D2, %
119	a121	1 017.1	667.8	0.1190	0.00155	3.6143	0.046	0.2203	0.00225	1941	13	1553	10	1 283	12	21.0	51.3
120	a122	403.3	385.3	0.0978	0.00136	3.3825	0.04588	0.2510	0.00261	1582	15	1500	11	1443	13	4.0	9.6
121	a123	133.0	147.7	0.0804	0.00125	2.2872	0.03463	0.2063	0.00219	1207	17	1208	11	1 209	12	-0.1	-0.2
122	a124	281.1	51.7	0.0689	0.00101	1.4131	0.02018	0.1487	0.00155	896	17	894	8	894	6	0.0	0.2
123	a125	204.5	176.8	0.0811	0.00136	2.3318	0.03826	0.2085	0.00227	1225	19	1222	12	1221	12	0.1	0.3
124	a126	97.8	83.9	0.1315	0.00196	7.0267	0.10261	0.3875	0.00415	2118	15	2 115	13	2 111	19	0.2	0.3
125	a127-rim	205.6	295.5	0.3355	0.00711	5.5284	0.05471	0.1195	0.00229	3643	19	1905	6	728	13	161.7	400.4
126	a128	42.7	56.8	0.1669	0.00255	11.0183	0.16549	0.4789	0.00522	2527	15	2525	14	2522	23	0.1	0.2
127	a129-rim	173.6	115.0	0.0711	0.00137	1.5005	0.02824	0.1531	0.00172	961	22	931	11	918	10	1.4	4.7
128	a130	1 729.8	1287.9	0.0647	0.00128	0.2716	0.00245	0.0305	0.00056	763	24	244	7	194	ε	25.8	293.3
129	a131	255.8	261.4	0.1502	0.00348	1.4160	0.0156	0.0684	0.00142	2 3 4 8	22	896	7	426	6	110.3	451.2
130	a132	371.6	239.8	0.0927	0.00149	3.14693	0.04982	0.2463	0.00264	1481	18	1444	12	1419	14	1.8	4.4
Прим ния ²⁰ и D2 В гис ре ан; Т. Тес стемь изото	ечание. Полу- ⁶ Рb/ ²³⁸ U, при – дискорданти гограммах и К лиза: соге – я, оретические о 1 зерна циркон пами свинца,	кирным ш возрасте ≥ ности дати ПВ учитып дро, сепt – сновы кор на оценив которые в	рифтом вь с 1 млрд ле ровок (D1 зались анал централь рекции и ается, исхс программ	цделены зн т – отноши = 100% × тизы со сте ная часть, г формулы, л лдя из изме (с приняты	ачения, прі ения ²⁰⁷ $Pb/^2$ (возраст (2 пенью диск іт – оболо по которым тренных сол тках ²⁰⁶ $Pb/^2$	инятые за 106 Рb). Под 107 Рb/235 U) сордантнос чка. Для ко 1 проводил пержаний 04 Pb = 18.	возраст ци (черкнуты) //возраст (* //возраст (* //возраст (* лти – 10% <] лрекции н гся корреки изотопов с л 2 ⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ F	жона (при Минималы 206 Pb/238 U D1, D2 < 10 1а обычны ция, приве винца ²⁰⁶ Pl винца ²⁰⁶ Pl	возрасте < ный и макс) – 1), (D2 % (отброш й свинец и лены в раб b, ²⁰⁷ Рb и ²⁰ 3, ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴	(1 млрд л. имальны анальны = 100% > спользов: боте (And ⁸ Pb в цир Pb = 38.6.	ст для 1 воз ализн ализн ализн ализн ализн ализн степ стееп 3.	я вычисле pacты зер зраст (²⁰⁷) ы помечен poграмма , 2002). Н	ния 1 ен де Pb/ ²⁰ Hы cel tы cel a Com (apyш ных 1	возраста и стритовои бр)/вози рым фонс пРьСогг, лаотопнь изотопнь	испол о циј раст (ом). С ооста отопн топн	њзованы ркона в п 206 pb/238 Суффиксь шленная . сой U-Th отношени	отноше- робе. D1 U) – 1)). 1 в номе- Andersen – Рb-си- ій между

70

Таблица 1. Окончание

КУЗНЕЦОВ и др.



Рис. 7. Результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из пробы K21-012 а – диаграмма с конкордией. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов (±1σ);

б – на сером фоне показан увеличенный фрагмент конкордии;

в – диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный возраст 322 ± 7 млн лет, вычисленный по четырем наиболее молодым U–Pb-датировкам;

г – диаграмма содержаний Th и U. Анализ a55 (очень низкие содержания U = 0.2 г/т и Th = 0.4 г/т) не показан.

(см. табл. 1, анализ помечен как сог), либо оболочке зерна (см. табл. 1, анализ помечен как -rim). По аналитической записи "a81" получены две оценки возраста 1 144 \pm 18 (D1 = 0.0%, D2 = -0.1%) и 1 178 \pm 18 (D1 = 3.2%, D2 = 9.4%), которые в пределах ошибки перекрываются. Анализы "a55" (очень низкие содержания U = 0.2 г/т и Th = 0.4 г/т и вследствие этого большая аналитическая ошибка) и "a87" показали не интерпретируемые значения.

Для возрастных оценок $\sim 35\%$ зерен dZr характерна сильная дискордантность (рис. 7а). Это свидетельствует о массовом термальном (метаморфическом) и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные dZr, которое в разной степени

нарушило их U–Th–Pb-изотопную систему, иногда очень существенно (D > 30%). В породах, из которых была отобрана проба K21-012, при их литолого-петрографическом изучении не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому наиболее вероятно, что "дискордантные" dZr рециклированы из пород, ранее испытавших термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие.

В зернах dZr из песчаников изученного фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша зафиксированы содержания U от 0.2 до 1846 г/т и Th от 0.3 до 1287 г/т; при этом величины Th/U варьируют от 0.005 до 3.44 (см. рис. 7г).
Более чем для трети проанализированных dZr характерны высокие отношения Th/U > 1.0, для 13 зерен > 1.5 и для 4 > 2.0. Такие высокие значения часто фиксируют в цирконе из мелано-кратовых (мафических) пород [Касzmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011] и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [Wanless et al., 2011].

Анализы пяти dZr показали значения Th/U ниже 0.1. Такие низкие значения Th/U считают статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. Так, в работе [Skublov et al., 2012] показано, что для циркона из эклогитов часто фиксируют пониженные (< 0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже), вместе с другими особенностями содержания редкоземельных элементов. При этом отметим, что пониженные (< 0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например в очень редких ("экзотических") породных комплексах ультранизкотемпературных гранитоидов [Harrison et al., 2007].

В остальных dZr зафиксированы величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (причем преимущественно в пределах 0.5–1.0), которые считают статистически присущими магматогенному циркону из магматических пород кремнекислого и среднего состава [Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017].

Таким образом, основным первичным источником dZr в песчаниках из изученного среднедатского фрагмента разреза новороссийскоанапского флиша примерно для 2/3 изученных dZr были кремнекислые гранитоиды и/или их вулканические аналоги, а также интрузивы и/ или их вулканические аналоги умеренной кремнекислотности. Для довольно высокой доли dZr из изученной пробы первичными источниками могли быть меланократовые (мафические) породы. Источниками единичных dZr могли быть породы редких ("экзотических") вещественных комплексов, таких как эклогиты, метаморфиты высоких температур или ультранизкотемпературные гранитоиды.

Все возрастные определения с дискордантностью |D1 & D2| > 10% исключены из рассмотрения. Оставшиеся датировки (n = 91) использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (рис. 8а, 8б). На КПВ проявлены пики 344 (яркий), 901, 1073, 1174 (яркий), 1391, 1531, 1655, 1770 и 2071 млн лет, поддержанные 3 и более измерениями. Максимальный полученный возраст 2 973 \pm 12 млн лет (а27, D1 = 0.44%, D2 = 0.78%), минимальный – 318 \pm 3 млн лет (а108, D1 = -0.6%, D2 = -3.8%). Средневзвешенный возраст 4 самых молодых dZr показал значение 322 \pm 7 млн лет (см. рис. 7в). Каких-либо очевидных закономерностей между U–Pb-возрастом и величинами Th/U для этих зерен из песчаников (проба K21-012) изученного датского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша не выявлено (см. рис. 8в).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время нам известны только две работы, в которых представлены результаты U-Pb-датирования dZr из песчаников и песков дочетвертичных толщ Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба. Все данные сведены на рис. 8, провенанс-сигналам присвоены названия Z1-Z5.

Z1, Z2. В работе [Митюков и др., 2011] представлены гистограммы значений U-Pb (SHRIMP) возраста dZr из олигоценовых песчаников южного склона Западного Кавказа: из окрестностей селения Мамайка (Z1, мацестинская свита) и окрестностей селения Шиловка (Z2, хостинская свита).

Z3–Z5. В работе [Vincent et al., 2013] представлены результаты анализа минералогического состава кайнозойских песчаников северного Причерноморья – Таманского полуострова, Предкавказья (Индоло-Кубанский прогиб) и разных районов Западного и Центрального Кавказа. В этих результатах не выявлены признаки размыва Кавказа в раннем неогене. Для пяти из этих проб в работе также приведены сведения о U-Pb-возрастах зерен dZr, полученные с помощью SHRIMP-RG-технологии. В том числе одна проба (Z3, WC99/3, n = 70) характеризует песчаники, участвующие в строении олигоценового (рюпель) флишоидного разреза, обнаженного на северной окраине сел. Новая Шиловка, примерно в 7.5 км к северо-западу от аэропорта Адлер (южный слон Западного Кавказа). Вторая проба (Z4, WC139/1, n = 70) характеризует миоцен(?)-нижнеплиоценовые (пограничные горизонты между плиоценом и плейстоценом, т.е. между мессинием и занклием) аллювиальные пески, вскрытые в карьере Цимбал в северной части пос. Сенной, расположенного в кутовой части Таманского залива (южное погружение Западного Кавказа). Третья проба (Z5, ILN-13, n = 68) характеризует сублитаренитовые



Рис. 8. Сопоставление результатов изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из песчаников пробы K21–012, отобранной из среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша, с аналогичными данными по песчаникам и пескам из дочетвертичных толщ Западного Кавказа и других регионов

а – гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) возрастов dZr из пробы K21–012 (провенанс-сигнал Z0) и КПВ аналогичных данных по позднепермско-раннетриасовой толще Московской синеклизы, опорный разрез "Жуков овраг", по работе [Чистякова и др., 2020] (провенанс-сигнал Z6); б – увеличенный фрагмент КПВ (см. рис. 8а); в – диаграмма "Th/U vs U–Pb-возраст", проба K21–012; г, д – КПВ или гистограммы U–Pb-возрастов dZr из песчаников кайнозойских толщ Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба:

Z1 (гистограмма). Песчаники олигоценовой мацестинской свиты. Большой Сочи, д. Шиловка, Западный Кавказ, южный склон. Проба Ep-1/1 (*n* = 50) из работы [Митюков и др., 2011];

Z2 (гистограмма). Песчаники олигоценовой хостинской свиты. Большой Сочи, п. Мамайка, Западный Кавказ, южный склон. Проба Ма-2/1 (*n* = 50) из работы [Митюков и др., 2011];

Z3 (КПВ). Западный Кавказ. Южный склон. Нижнеолигоценовые песчаники (нижний майкоп). WC-99/3 (*n* = 70) из работы [Vincent et al., 2013];

Z4 (КПВ). Песчаники пограничных уровней разреза между верхним миоценом и нижним плиоценом (киммерий), Таманский п-ов. Периклинальное погружение западного сегмента Большого Кавказа. Проба WC-139/1) (*n* = 70) из работы [Vincent et al., 2013];

Z5 (КПВ). Песчаники верхнеолигоцен-нижнемиоценового фрагмента средней части разреза майкопской серии. Индоло-Кубанский прогиб. Проба ILN#13_700 керна из скважины с глубины 700–706 м (*n* = 68) из работы [Vincent et al., 2013]. **Голубая** полоса J2 маркирует широко проявленный в Крыму и на Западном Кавказе среднеюрский магматизм. песчаники средней части разреза (хатский и аквитанский ярусы) майкопской серии, вскрытые бурением (глубина 700—706 м) на правобережье р. Кубани, примерно в 25 км к северу от ст. Темижбекской.

К сожалению, означенные материалы не удовлетворяют современным требованиям и стандартам, предъявляемым к данным такого рода.

Во-первых, наборы возрастов dZr, обсуждаемые в этих работах, статистически не представительны, так как они включают в себя всего по 50 датировок в работе [Митюков и др., 2011] и всего по 70 и менее датировок в работе [Vincent et al., 2013], а с учетом селекции по степени дискордантности – и еще меньше. Это значимо ниже рекомендаций, предложенных в работах [Andersen, 2005; Vermeesch, 2004, 2012], для статистически надежных и представительных данных.

Во-вторых, представленные геохронологические данные методически несовершенны. В приведенных первичных цифровых таблицах в работе [Vincent et al., 2013] для датировок, вычисленных по изотопному отношению 206 Pb/ 238 U, отсутствуют сведения об измеренных изотопных отношениях 207 Pb/ 235 U и 207 Pb/ 206 Pb и полученным по ним возрастам. А это не позволяет вычислить показатель дискордантности единичных изотопных анализов и провести необходимую селекцию аналитических результатов по их качеству. Возможно, что для построения КПВ, приведенных в работе [Vincent et al., 2013], использованы, в числе прочего, и существенно дискордантные оценки возраста, которые должны быть исключены из рассмотрения.

Кроме того, нет сведений о воспроизводимости датировок цирконовых стандартов, подтверждающих стабильность работы аппаратуры в процессе измерений и надежность изотопных датировок изученных dZr, и т.п.

Все это вынуждает классифицировать эти материалы только как предварительные, требующие дальнейшего подтверждения. Ни отдельные пиковые значения на КПВ, ни тем более возрасты единичных dZr нельзя содержательно интерпретировать. Только такие обобщенные характеристики провенанс-сигнала изученных толщ, как приблизительные временные рамки больших групп dZr, примерные количественные соотношения между этими группами и т.п. могут быть использованы для сопоставления с аналогичными данными по другим толщам.

Сопоставление новых данных о U–Pb-возрастах dZr из песчаников датской части разреза новороссийско-анапского флиша (**Z0**, проба

К21-012) с полученными ранее однотипными пилотными данными для мацестинской (Z1) и хостинской (Z2) свит, а также песчаников флишоидного разреза у с. Новая Шиловка (Z3) (все – южное побережье Западного Кавказа), Таманского полуострова (Z4) и Индоло-Кубанского прогиба (Z5) (см. рис. 8) показало в целом схожесть характера распределения возрастов. Во всех провенанссигналах представлены рассеянные архейские датировки и отсутствуют раннепалеопротерозойские. Средний и поздний палеопротерозой. мезопротерозой и ранний неопротерозой количественно представлены чуть более представительно, чем архей, но также без формирования каких-либо компактных групп dZr близкого возраста. Средний неопротерозой фактически отсутствует, а поздний неопротерозой и ранний палеозой представлены единичными зернами.

В более молодой части спектра возрастов в провенанс-сигналах Z0-Z4 и Z5 присутствуют видимые различия. В Z0 выявлена плотная группа из 6 каменноугольных возрастов, при этом зерен моложе ~320 млн лет нет. А в провенанс-сигналах Z1-Z5 выявляются группы зерен циркона с пермо-триасовыми возрастами (300–200 млн лет) и единичные более молодые. Отмечая этот факт, мы его, однако, никак не интерпретируем, поскольку не считаем данные Z1-Z5 надежными (см. комментарии ранее).

Возраст изученной толщи новороссийскоанапского флиша (Z0, проба К21-012) ограничен интервалом 63.9-65.3 млн лет, а самые молодые датировки dZr из песчаников этой толщи – около 320 млн лет. Временной зазор более 250 млн лет! В течение этого интервала в области Крымско-Кавказского бассейна происходили тектонические события, сопровождаемые магматической активностью с формированием кристаллических комплексов, содержащих циркон. В числе этих событий – широко распространенный среднеюрский магматизм Кавказа и Крыма. Для ряда магматитов Крыма и Западного/Центрального Кавказа юрский возраст надежно подтвержден современными высокоточными геохронологическими датировками.

1. Породы юрской базальт-андезит-дацитовой ассоциации Карачаевской вулканической области (Центральный Кавказ) с возрастом ~185 млн лет по результатам Ar—Ar-датирования минеральных фракций биотитов и полевых шпатов [Гурбанов и др., 2011].

2. Породы бимодальной магматической ассоциации хуламского вулкано-плутонического комплекса с возрастом 167±4.4 млн лет, распространенного в Кабардино-Балкарии (центральная часть Северного Кавказа) по результатам U–Pb- и K–Ar-датирования [Кайгородова, 2022; Кайгородова, Лебедев, 2022].

3. Базальтовые потоки (субвулканические тела), распространенные на окраине селения Малое Псеушко (Западный Кавказ), для которых установлен U–Pb – SHRIMP-возраст акцессорного циркона 169±1.5 млн лет [Герасимов и др., 2022].

4. Тела риодацитов с возрастом около 170 млн лет, распространенные в привершинной части г. Индюк (Западный Кавказ), наши неопубликованные данные.

5) Вулканиты Карадага (восток Горного Крыма) с Ar–Ar-возрастом 172.8±4.5 млн лет [Ророv et al., 2019].

6. Долериты Первомайского штока с возрастом 174.2±1.2 млн лет и габбро-долериты Джидаирской интрузии с возрастом 169.7±1.5 млн лет в окрестностях с. Трудолюбовка (Центральная часть Горного Крыма), данные U–Pb – SHRIMP-датирования [Морозова и др., 2017].

7. Плагиориолиты скалы Монах района мыса Фиолент (запад Горного Крыма) с возрастом 168.3±1.3 млн лет [Кузнецов и др., 2022].

При этом тела магматитов (3) и (4) из приведенного списка расположены в непосредственной близости (всего около 20–30 км) от места отбора пробы К21–12. Однако циркон с юрским возрастом в песчаниках из этой пробы не зафиксирован (см. рис. 8а, 8б), т.е. признаков размыва юрских магматических комплексов Крыма или Западного Кавказа и поступления их эрозионных продуктов в изученную толщу новороссийско-анапского флиша не выявлено.

Сопоставление набора возрастов dZr из пробы K21-012 с аналогичными данными (Z6) по песчаникам красноцветной верхнепермской толщи Московской синеклизы в опорном разрезе "Жуков овраг" [Чистякова и др., 2020] выявило их удивительное сходство (см. рис. 8а). Кроме того, частотные пики в возрастных наборах dZr из современных аллювиальных песков в нижних течениях Волги [Allen et al., 2006, Koltringer et al., 2022] и Дона [Koltringer et al., 2022] и из песчаников пробы K21–012, сходны. Все это однозначно указывает на то, что обломочный материал, слагающий новороссийско-анапский флиш, принесен с ВЕП.

Результаты изучения dZr дополняют результаты анализа сейсмостратиграфических данных, явно указывающих на то, что в палеоцене поступление обломочного материала в северную часть

Крымско-Кавказского бассейна, которая в настояшее время изолирована как Запално-Кубанский прогиб, происходило с севера со стороны ВЕП. Результаты по dZr свидетельствуют о том, что и в более южную часть Крымско-Кавказского бассейна, который в настоящее время развивается как Туапсинский прогиб, обломочный материал поступал со стороны ВЕП, а признаков размыва комплексов Кавказа, вмещающих юрские магматиты, не зафиксировано. Основной объем материала в бассейн поставляли рециклированные пермо-триасовые и более молодые толщи ВЕП, которые в свою очередь, по нашему мнению, были сформированы преимущественно за счет накопления рециклированных продуктов разрушения кристаллических комплексов и древних осадочных толщ, вовлеченных в строение Палеоуральского позднепалеозойского орогена.

Сопоставление новых данных о U—Pb-возрастах dZr новороссийско-анапского флиша (проба K21-012) с имеющимися аналогичными данными о мезозойских и кайнозойских толщах Горного Крыма (ГК) показано на рис. 9.

В ГК широко распространены магматиты среднеюрского возраста (см. пп. 5-7 в приведенном списке в начале раздела). При этом в юрских грубообломочных толщах ГК (провенанссигнал Z7) dZr со среднеюрскими возрастами не выявлено. Только в одной из 4 изученных толщ (верхнедемерджийская свита, г. Южная Демерджи [Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019] зафиксирован вклад локального источника с позднеюрским возрастом ~154 млн лет. Однако о том, что юрские магматические комплексы восточной и/или центральной части Кавказа в позднем мезозое и/или раннем кайнозое были экспонированы и размывались, а продукты их разрушения попадали в осадочные толщи восточного и центрального Предкавказья/Закавказья, указывают многочисленные dZr с юрскими возрастами в байосских песчаниках на востоке [Allen et al., 2006] и западе [Cowgill et al., 2016] Большого Кавказа. Интересно отметить, что значительное количество среднеюрских dZr надежно зафиксировано в более молодых толщах ГК – в суммарных данных по юрско-неогеновым песчаникам Южного берега Крыма [Nikishin et al., 2015а] (провенанссигнал **Z8**). Это может означать, что содержащие юрские магматиты толщи, экспонированные в настоящее время на Кавказе и в ГК, периодически и в заметно разное время выводились на эрозионный срез. На Западном Кавказе

КУЗНЕЦОВ и др.



Рис. 9. Сопоставление кривых плотности вероятности (*КПВ*) U–Pb-возрастов зерен детритового циркона из пробы K21–012 с аналогичными данными по Крыму в интервале возрастов < 1 млрд лет

В кружках: Z7 — интегральная *КПВ*, суммирующая результаты U—Pb-датирования зерен детритового циркона из средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма (4 пробы в разных географических локациях, n = 269, по работе [Романюк и др., 2020], Z8 — интегральная *КПВ*, суммирующая данные по 9 пробам из среднеюрских-неогеновых песчаников Горного Крыма (по работе [Nikishin et al., 2015а], n = 602); n - число анализов, использованных для построения *КПВ*. Желтые овалы маркируют три этапа магматиче-

ской активности, проявленные в Скифско-Понтидском вулканическом поясе: 360–315 млн лет, 315–270 млн лет и 270–200 млн лет. Голубая полоса J2 маркирует широко проявленный в Горном Крыму, Западном и Центральном Кавказе среднеюрский магматизм. Сиреневым шрифтом дана информация о возможных первичных источниках циркона разного возраста.

и в ГК это произошло позже, чем на Центральном и Восточном Кавказе.

Важно также отметить, что отсутствующий в песчаниках из среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша (Z0) пермотриасовый циркон надежно установлен в юрских грубообломочных толщах ГК (Z7, см. рис. 9). При этом анализ возможных источников сноса для обломочных пород этих толщ показал, что существенный вклад в седиментационные потоки, питающие эти толщи, вносили продукты эрозии кристаллических комплексов Пери-Гондванских террейнов и/ или океана Реик [Романюк и др., 2020; Кузнецов, Романюк, 2021].

Накопленные к настоящему времени результаты U-Pb-датирования dZr из обломочных толщ различных стратиграфических уровней и разных географических локаций ГК и Кавказа фиксируют существенные различия в источниках сноса для западных, центральных и восточных частей Крымско-Кавказского бассейна, а также смену положения источников обломочного материала в процессе эволюции этого бассейна. Однако для точного определения временных рубежей, на которых происходили критические смены направлений седиментационных потоков, изменения питающих провинций и т.п., сегментации Крымско-Кавказского бассейна на различных этапах эволюции ЧеБАК региона и детальных палеогеографических реконструкций для этого региона нужен гораздо больший объем данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены первые результаты U-Th-Pbизотопного датирования dZr из среднедатских песчаников мел-эоценового новороссийско-анапского флиша, широко развитого в северной и центральной частях Сочинского синклинория, расположенного на южном склоне Запалного Кавказа. Проба К21-012 отобрана в прибрежном скальном обнажении на участке "Скала Киселева", расположенном между г. Туапсе и пос. Агой. Комплекс наннопланктона из светло-серых известковых алевро-аргиллитов верхнего элемента того же самого турбидитового ритма, в песчаниках основания которого отобрана проба К21-012, надежно ограничивает возраст опробованного фрагмента разреза толщи новороссийско-анапского флиша интервалом 63.9-65.3 млн лет. Изучение U-Th-Pbизотопной системы выполнено для 130 зерен dZr. Возрастные оценки для ~35% зерен характеризуются сильной дискордантностью, что свидетельствует о термальном и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные зерна циркона. Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности использована 91 кондиционная датировка. Максимальный возраст 2973±12 млн лет. минимальный — 318±3 млн лет; средневзвешенный возраст 4 самых молодых зерен ~322±7 млн лет. В провенанссигнале представлены рассеянные архейские датировки и отсутствуют раннепалеопротерозойские. Средний и поздний палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой количественно характеризуются чуть более представительно, чем архей, но также без формирования каких-либо компактных групп dZr близкого возраста. Средний неопротерозой фактически отсутствует, а поздний неопротерозой и ранний палеозой представлены единичными зернами. Только 6 каменноугольных датировок образуют плотную группу, которая проявлена на КПВ ярким пиком ~344 млн лет.

По содержаниям U и Th основным первичным источником циркона из песчаников среднедатского интервала новороссийско-анапского флиша наиболее вероятно были кремнекислые и умеренно кремнекислые гранитоиды и/или их вулканические аналоги. Довольно высокую долю среди первичных источников циркона могли составлять меланократовые (мафические) породы. Источниками единичных dZr могли быть редкие ("экзотические") породные комплексы, такие как эклогиты, метаморфиты высоких температур или ультранизкотемпературные гранитоиды. Не выявлено каких-либо очевидных закономерностей или зависимостей между U–Pb-возрастом dZr из песчаников среднедатского интервала новороссийско-анапского флиша и величинами Th/U для этих зерен.

Сопоставление полученных возрастных наборов dZr из пробы K21-012 (Z0) с имеющимися аналогичными данными для палеоген-неогеновых и раннечетвертичных (ранний плейстоцен) обломочных пород других районов Западного Кавказа и Западного Предкавказья (Z1–Z5) показало в целом схожесть провенанс-сигналов в докембрийской части спектра возрастов dZr.

Временной зазор (разрыв) между возрастом изученного среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша (Z0) и самыми молодыми датировками dZr из песчаников этого разреза – около 250 млн лет. В этот период (от ~64 до ~322 млн лет) в Крымско-Кавказском бассейне и его обрамлении был широко проявлен юрский магматизм. Некоторые магматические тела. возраст которых подтвержден современными высокоточными геохронологическими датировками, расположены всего в 20-30 км от места отбора пробы K21-012. Однако dZr с юрским возрастом в пробе не зафиксировано, т.е. признаков размыва юрских магматических комплексов и поступления их эрозионных продуктов в изученный фрагмент новороссийско-анапского флиша не выявлено.

Сопоставление набора возрастов dZr из пробы K21-012 с аналогичными данными по песчаникам красноцветной верхнепермской толщи Московской синеклизы в опорном разрезе "Жуков овраг" (Z6) показало их удивительное сходство. Несколько ярких пиков на КПВ возрастных наборов dZr из современных аллювиальных песков дельты Волги и Дона [Allen et al., 2006; Koltringer et al., 2022], дренирующих обширные площади ВЕП, фактически повторяют пики на КПВ для пробы K21-012. Все это указывает на то, что обломочный материал, слагающий среднедатский фрагмент разреза новороссийско-анапского флиша, принесен с ВЕП.

Приведенные в статье первые результаты изучения dZr из песчаников среднедатского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша дополняют результаты анализа сейсмостратиграфических материалов о Западно-Кубанском прогибе, явно указывающих на то, что в палеоцене поступление обломочного материала в северную часть Крымско-Кавказского бассейна, которая в настоящее время изолирована как Западно-Кубанский прогиб, и далее на юг в те части Крымско-Кавказского бассейна, реликты которых сейчас слагают Сочинский синклинорий, происходило с севера. Признаков размыва комплексов

КУЗНЕЦОВ и др.

Большого Кавказа, содержащих юрские магматиты, не зафиксировано. Мы полагаем, что и в более южную часть Крымско-Кавказского бассейна, которая в настоящее время представляет собой Туапсинский прогиб, обломочный материал поступал со стороны ВЕП.

78

Основной объем материала в бассейн поставляли рециклированные пермо-триасовые и более молодые толщи ВЕП, которые в свою очередь, по нашему мнению, были сформированы преимущественно за счет накопления рециклированных продуктов разрушения кристаллических комплексов и древних осадочных толщ, вовлеченных в строение Палеоуральского позднепалеозойского орогена.

Накопленные к настоящему времени результаты U-Th-Pb-изотопного датирования dZr из обломочных пород различных стратиграфических уровней и географических локаций в пределах ЧеБАК региона фиксируют существенные различия в источниках сноса для западных, центральных и восточных частей Крымско-Кавказского бассейна, а также их смену в процессе эволюции бассейна. Однако для точного определения временных рубежей, на которых происходили критические смены седиментационных обстановок, направлений седиментационных потоков, источников сноса и т.п., сегментации Крымско-Кавказского бассейна в различные периоды и для детальных реконструкций палеогеографических обстановок нужен гораздо бо́льший объем данных.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в соответствии с планами научных исследований по проекту РНФ-23-27-00409 (руководитель Т. В. Романюк).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Ляпунов С.М., Яковлева А.И., Паньков В.Н. Первые результаты U–Рb датирования зерен детритового циркона из олигоцена юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19. DOI: 10.31857/ S2686739720090042

Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никииин А.М. Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3D сейсморазведки // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 1. С. 76–78. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М: Научный мир, 2007. 172 с.

Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D–3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2022. № 4. С. 21–33.

Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю. Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1 / Ред. В. Л. Андрушук, А. Я. Дубинский, В. Е. Хаин. М.: Недра, 1968. 760 с.

Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2022. № 1. С. 35–41.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Ю., Хесс Ю.С. Нижнеюрский островодужный базальт-андезит-дацитовый магматизм Центрального Кавказа (Карачаевская вулканическая область): петролого-геохимические и изотопные особенности, генезис // Вестник Владикавказского научного центра. 2011. Т. 11. № 2. С. 15–32.

Кайгородова Е. Н. Геологические особенности золотосульфидного месторождения Радужное (Большой Кавказ) и условия его формирования / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2022. 228 с.

Кайгородова Е. Н., Лебедев В.А. Возраст, петрологогеохимические характеристики и происхождение магматических пород среднеюрского хуламского вулканоплутонического комплекса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 38–65. DOI: 10.31857/S0203030622020031

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М., Зарубин В.В., Соколов В.В., Тузиков Г.Р., Черных В.И., Терещенко Л.А., Андреев В.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 151 с.

Корсаков С.Г., Горбова С.М., Каменев С.А., Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В., Тузиков Г.Р., Сааков В.Г., Прокуронов П.В., Андреев В.М., Шельтинг С.К., Романова Г.Е., Гросс Е.Г., Сивуха Н.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Геленджик). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2021. 106 с.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U–Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022. № 4. С. 3–15.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы северо-западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ю. Л. Ребецкий, Д. Н. Осокина, А. В. Михайлова и др. // К сорокалетию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.

Маринин А.В., Ступин С.И., Копаевич Л.Ф. Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ) // Вестник МГУ. Серия. 4: Геология. 2017. № 5. С. 29–40.

Митюков А.В., Альмендингер О.А., Мясоедов Н.К., Никишин А.М., Гайдук В.В. Седиментационная модель Туапсинского прогиба (Черное море) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 384–388.

Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.

Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.

Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U—Рb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

Патина И.С., Попов С.В. Сейсмостратиграфия регрессивных фаз майкопского и тарханского комплексов северного шельфа Восточного Паратетиса // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 68–72.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене-неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1. Поздний эоцен — ранний миоцен // Труды ПИН РАН. Т. 292. М.: Научный мир, 2009. 178 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0486

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309. DOI: 10.31857/S086956520003254-2

Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Нf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. DOI: 10.31857/S0016-853X2019536-61.

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newsletters on Stratigraphy. 2014. V.47(2). P. 131–181. DOI: 10.1127/0078-0421/2014/0042

Allen M.B., Morton A.C., Fanning C.M., Ismail-Zadeh A.J., Kroonenberg S.B. Zircon age constraints on sediment provenance in the Caspian region // Journal of the Geological Society, London. 2006. V. 163. P. 647–655.

Andersen T. ComPbCorr – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications / Ed. P. J. Sylvester (Canada) // Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 312–314.

Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report 204 Pb // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 59–79.

Andersen T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chemical Geology. 2005. V. 216. P. 249–270.

Bouma A.H. Sedimentology of Some Flysch Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Cowgill E., Forte A.M., Niemi N. et al. Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // Tectonics. 2016. V. 35. P. 2918–2947. DOI: 10.1002/2016TC004295

Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reily S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues / Ed. P. J. Sylvester // Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. V. 35(7). P. 635–638. https://doi.org/10.1130/G23505A.1 Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.

Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53(1). P. 27–62. DOI: 10.2113/0530027

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155(3). P. 295–312. DOI: 10.1007/s00410-007-0243-3

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

Koltringer C., Stevens T., Lindner M. et al. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea – Caspian Sea region identified by detrital zircon U–Pb geochronology // Global and Planetary Change. 2022. V. 209. 103736. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2022.103736

Kuznetsov N. B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108. Iss.7. P. 2407–2428. DOI: 10.1007/s00531-019-01770-2

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123(1–4). P. 188–203. DOI: 1016/j.lithos.2011.01.010

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Special Publications. 2012. № 5. 75 p.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation / Ed. A. Farinacci // Proceedings of the 2nd Planktonic Conference on Planktonic Microfossils Roma. Tecnoscienza, Roma, 1971. V. 2. P. 739–785.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Eds. M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geological Society, London. Special Publications. 2015a. 428 p. DOI: 10.1144/SP428.1

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O. et al. The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1. Basins structure // Ma-

rine and Petroleum Geology. 2015b. V. 59. P. 638–655. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O. et al. The Black Sea Basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2. Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2015c. V. 59. P. 656–670. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076. DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609

Okay A.I., Sunal G., Sherlock S. et al. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey // Tectonics. 2013. DOI: 10.1002/tect.20077

Okay A.I., Tanzel I., Tüysüz O. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous – Lower Eocene sedimentary record of Western Turkey // Geological Magazine. 2001. DOI: 10.1017/S0016756801005088

Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I. et al. Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Scientific Reports. 2021. № 11. P. 11471.

Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A. et al. Removing a mask of alteration: geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384.

Popov S. V., Rögl S., Rozanov A. Y. et al. Lithologicalpalaeogeographic maps of the Paratethys // Courier Forschungs – Institut Senckenberg, 2004. № 250. 73 p.

Rubatto D. Zircon: The Metamorphic Mineral // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83(1). P. 261–295.

Shanmugam G. The turbidite-contourite-tidalite-baroclinitehybridite problem: orthodoxy vs. empirical evidence behind the "Bouma Sequence" // Journal of Palaeogeography. 2021. V. 10. № 9. P. 1–32. DOI: 10.1186/s42501-021-00085-1

Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G. General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // Petrology. 2012. V. 20(5). P. 427–449.

Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Geological Magazine. 2008. V. 249. P. 1–35.

Speijer R.P., Pälike H., Hollis C.J. et al. Chapter 28 – the Paleogene Period // Geologic Time Scale. 2020. V. 2. P. 1087–1140. DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmuller J., Holl R., Kennedy A. U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism // International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch). 2004. V. 93. P. 782–801.

Tye A.R., Niemi N.A., Safarov R.T. et al. Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments // Ba-

sin Research. 2021. V. 33. Iss. 2. P. 933–967. DOI: 10.1111/ BRE.12499

Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M. et al. Evolution of the Greater Caucasus basement and formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia // Tectonics. 2020. V. 6. P. 1–26. DOI: 10.1029/2019TC005828

Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 351–441.

Vermeesch P. On the visualization of detrital age distributions // Chemical Geology. 2012. V. 312–313. P. 190–194.

Vincent S.J., Carter A., Lavrishev V.A. et al. The exhumation of the western Greater Caucasus: a thermochronometric study // Geological Magazine. 2011. V. 148(1). P. 1–21. DOI: 10.1017/S0016756810000257

Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I. et al. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // Chemical Geology. 2011. V. 287(1–2). P. 54–65. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.05.017

Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H. et al. Further characterization of the 91 500 Zircon crystal // Geostandards Geoanalytical Research. 2004. V. 28. P. 9–39.

Wilhem C. (compiler) Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments // Geological Society of America Digital Map and Chart Series. 2014a. V. 17. 3 sheets.

Wilhem C. Notes on Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments // Geological Society of America Digital Map and Chart Series. 2014b. V. 17. 9 p. DOI: 10.1130/2014.DMCH017

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N. et al. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100–118.

CRETACEOUS-EOCENE FLYSCH OF THE SOCHI SYNCLINORIUM (WESTERN CAUCASUS): SOURCES OF CLASTIC MATERIAL BASED ON THE RESULTS OF U-Th-Pb ISOTOPE DATING OF DETRITAL ZIRCONS

N. B. Kuznetsov^{1, *}, T. V. Romanyuk², A. V. Shatsillo², I. V. Latysheva¹, I. V. Fedyukin², A. V. Strashko¹, A. S. Novikova¹, E. A. Shcherbinina¹, A. V. Drazdova¹, E. I. Makhinya¹, A. V. Marinin², A. S. Dubenskiy^{1, 3}, K. G. Erofeeva^{1, 4}, V. S. Sheshukov¹

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

 ² Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya, 10, bld. 1, Moscow, 123242, Russia
³ Faculty of Chemistry, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, bld. 3, Moscow, 119991, Russia

⁴ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017, Russia

* e-mail: kouznikbor@mail.ru

The first results of U–Th–Pb isotope dating of detrital zircons (dZr, N = 130, n = 91) from the Middle Danian sandstones (63.9–65.3 Ma) of the Cretaceous–Eocene Novorossiysk–Anapa flysch, widely developed in the Sochi synclinorium (Southern slope of the Western Caucasus) are presented. The maximum dZr age is 2973 ± 12 Ma, the minimum dZr age is 318 ± 3 Ma; weighted average age of the 4 youngest dZr ~ 322 ± 7 Ma. There are no signs of the destruction products of the Jurassic magmatites involved in the structure of the Greater Caucasus and the Crimean Mountains into the sedimentary basin, in which the Novorossiysk-Anapa flysch was formed. A high degree of similarity between the provenance signals of the Danian sandstones from the Novorossiysk-Anapa flysch, some Paleogene-Neogene and Early Quaternary (Early Pleistocene) sandstones of the Moscow syneclise, as well as Late Quaternary alluvium of the lower reaches of the draining vast expanses of the Russian plate Don and Volga rivers has been revealed. On this basis, it was concluded that in the Middle Danian there were no eroded mountain structures of the Greater Caucasus and Crimea, and the main volume of detrital material composing the Novorossiysk-Anapa flysch was formed due to the recycling of Permian-Triassic and younger strata of the Russian Plate.

Keywords: Sochi synclinorium, Paleocene, sandstones, zircon, U-Pb dating, sources, paleogeography

УДК 551.3.051

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРЮКСКОЙ СВИТЫ В ТОЛПАРОВСКОМ РАЗРЕЗЕ ВЕНДА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2023 г. В. М. Горожанин*, С. В. Мичурин, В. Ф. Юлдашбаева

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, ул. Карла Маркса, 16/2, Уфа, 450077, Россия

> * *e-mail: Gorozhanin@ufaras.ru* Поступила в редакцию 06.06.2023 г. После доработки 21.08.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

Приводятся новые результаты литологических наблюдений и петрографического изучения пород урюкской свиты, представленных песчаниками и гравелитопесчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов, обнажающихся в бассейне р. Малый Толпар в Башкирском мегантиклинории. Впервые установлено широкое развитие в урюкских отложениях конседиментационных подводно-оползневых складок, размеры которых варьируют от первых десятков сантиметров до первых метров. В песчаниках зафиксировано присутствие косой, косоволнистой, флазерной и горизонтальной, со сдвоенным характером тонких глинистых слойков, слоистости, а также слоев с массивной текстурой. Установлены знаки мелкой волновой ряби. Обнаружены механоглифы и текстуры, сходные с Arumberia banksi, которые предположительно представляют литифицированные структуры бактериальных матов, существовавших в мелководно-морских терригенных обстановках. Делается вывод о том, что урюкские отложения, несмотря на отсутствие в них прямых литологических признаков диамиктитов, образуют с подстилающими толпаровскосуировскими марино-гляциальными отложениями единую осадочную последовательность, в которой в урюкское время установился мелководно-морской режим осадконакопления. Показано, что присутствие железистых минералов в цементе песчаников носит вторичный характер и связано с их эпигенетическими преобразованиями. Сделан вывод, что красноцветную окраску пород свиты не следует использовать для стратификации ее разрезов и реконструкции условий осадконакопления в урюкское время.

Ключевые слова: песчаники, гравелитопесчаники, урюкская свита, венд, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал.

DOI: 10.31857/S0024497X24010051

В стратиграфии верхнедокембрийских отложений Южного Урала, которая имеет длительную историю изучения и в общих чертах была разработана еще в 1930–1940-х гг. [Олли, 1948], нерешенными остаются некоторые проблемы, связанные с самым верхним членом стратиграфической последовательности – ашинской серией венда. К ним относятся вопросы формационной принадлежности литостратиграфических единиц, их возраста и объема, палеогеодинамического режима формирования [Пучков, 2010; Маслов, 2014; Сергеева и др., 2019; Горожанин, 2021; Дуб, 2021].

Терригенные породы серии практически всеми исследователями генетически рассматриваются как молассовые отложения, накопившиеся в результате разрушения древнего орогена – Палеоурала [Олли, 1948], в современной интерпретации, позднедокембрийского Палеотимана [Пучков, 2010; Маслов, 2014; Сергеева и др., 2019], или кристаллического фундамента Русской платформы [Беккер, 1968].

Ашинская серия залегает с перерывом на верхнерифейских отложениях, и ранее в качестве ее базальной свиты рассматривалась урюкская свита, обнажающаяся в западной части Башкирского мегантиклинория [Беккер, 1968]. Позднее стратиграфически ниже урюкских отложений выделена бакеевская свита глауконитсодержащих песчаников и алевролитов в верховьях р. Зилим (разрез Бакеево) [Беккер, 1975]. Несколько севернее Бакеево на р. Зилим

в разрезе Толпарово присутствует комплекс порол с лиамиктитами. объелиняемый в толпаровскую и суировскую свиты и стратиграфически параллелизуемый с бакеевской свитой [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988; Козлов, Горожанин, 1993]. По результатам литологических наблюдений он отнесен к марино-гляциальным отложениям [Горожанин и др., 2015, 2019]. В восточной части Башкирского мегантиклинория (Криволукский и Аршинский районы) – между отложениями верхнего рифея и гравелитопесчаниками байназаровской свиты (стратиграфического аналога урюкской свиты) известны ледниковые диамиктиты кургашлинской и аршинской свит [Стратотип рифея..., 1983]. Комплекс аршинских диамиктитов некоторые исследователи выделяют в отдельную серию – аршиний [Козлов и др., 2011; Краснобаев, 2012; Пучков и др., 2014] с нижней возрастной границей 750-770 млн лет [Пучков, Сергеева, 2021; Сергеева, Пучков, 2022].

Однако, несмотря на то, что ледниковые диамиктиты восточного и западного крыльев Башкирского мегантиклинория залегают с размывом на одновозрастных карбонатах укской свиты верхнего рифея, стратиграфическая корреляция их не очевидна. Этому мешает, во-первых, то, что изотопные датировки базального уровня нижневендских отложений (в бакеевской свите это глауконит с Rb-Sr возрастом 642±9 млн лет [Зайцева и др., 2019]) не стыкуются с нижней возрастной границей аршиния примерно на 110-130 млн лет. Во-вторых, комплекс характерных отложений, представленный аркозовыми песчаниками урюкской свиты на западном и байназаровской свиты на восточном крыльях Башкирского мегантиклинория и перекрывающий диамиктитовые отложения, отсутствует в районе распространения аршинских вулканитов. По крайней мере, нельзя исключить того, что диамиктиты в аршинских отложениях и толпаровской свите относятся не к одному, а к разным гляциогенным уровням.

В этой связи возникает необходимость изучения пограничных отложений, в частности в более детальной литолого-фациальной характеристике урюкской свиты, по сути являющейся единственной литостратиграфической единицей, перекрывающей дискуссионный стратиграфический уровень, однотипной как для криволукского (восточного), так и для толпаровского (западного) районов распространения диамиктитов в пределах Башкирского мегантиклинория.

В данной работе обсуждаются результаты литологических наблюдений и петрографического изучения терригенных пород урюкской свиты, обнажающихся в придорожных выемках строящейся дороги в бассейне р. Малый Толпар в районе д. Толпарово. Литологических исследований пород этого разреза ранее не проводилось. В западной части Башкирского мегантиклинория породы урюкской свиты обычно плохо обнажены и не дают полных разрезов. По данным Ю. Р. Беккера [1988], из двенадцати разрезов свиты только в двух мощность отложений достигает 200-220 м. В. И. Козловым [1982] был предложен в качестве гипостратотипа разрез свиты по р. Зилим в устье р. Сарышка мошностью 350 м. Толпаровский разрез урюкской свиты является одним из самых полных и хорошо обнаженных разрезов мощностью около 400 м, и представляет собой наиболее подходящий объект для решения поставленных задач. Литологическое изучение этого разреза с фиксацией индикаторных для реконструкции условий осадконакопления литологических признаков представляет актуальную задачу. Цель предлагаемой статьи – реконструкция условий осадконакопления и выяснение генезиса отложений урюкской свиты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ТОЛПАРОВСКОГО РАЗРЕЗА УРЮКСКОЙ СВИТЫ

Толпаровский разрез урюкской свиты располагается в бассейне р. Зилим на восточном крыле Авдырдакской антиклинали в Алатауском антиклинории Башкирского мегантиклинория (рис. 1). Антиклиналь сложена терригенными и карбонатными верхнерифейско-вендскими отложениями, в которых закартирована крупная эрозионная впадина [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988], шириной до 18 км, выполненная отложениями толпаровской и суировской свит. Установленные амплитуда стратиграфического размыва, составляющая около 1 км, а также признаки палеокарста в карбонатах миньярской свиты верхнего рифея [Горожанин и др., 2017] свидетельствуют об относительно длительном стратиграфическом перерыве между рифеем и вендом.

Описываемый разрез урюкской свиты вскрыт в 2.5 км к юго-востоку от Толпарово в придорожных выемках строящейся дороги на левом берегу руч. Сыглыелга в 1 200 м выше его устья (рис. 2). Контакт между урюкскими и подстилающими их отложениями суировской



Рис. 1. Схематическая геологическая карта отложений рифея и венда Башкирского мегантиклинория с расположением изученного разреза урюкской свиты и сводная литолого-стратиграфическая колонка каратауской (верхний рифей) и ашинской (венд) серий (по работе [Сергеева и др., 2019], с изменениями)

Карта: 1–5 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя (PZ), 2 – венда (V), 3 – верхнего рифея (RF₃), 4 – нижнего и среднего (RF_{1–2}), 5 – Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 6 – магматические породы: габбро (*a*) и граниты (*б*); 7 – геологические границы; 8 – основные тектонические нарушения; 9 – местоположение толпаровского разреза урюкской свиты.

Колонка: 1 – конгломераты; 2, 3 – песчаники: кварцевые (2*a*), полевошпатово-кварцевые (2*b*), аркозовые (3*a*), полимиктовые (3*b*); 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки ленточно-слоистые (*a*) и струйчатые (*b*); 7 – доломиты; 8 – туфы; 9 – глауконит (*a*), кремни (*b*); 10 – глинистость (*a*), углеродистость (*b*); 11 – строматолиты (*a*), микрофитолиты (*b*).

свиты скрыт от наблюдения — между коренными выходами пород имеется задернованный участок протяженностью около 50–60 м. Далее по направлению на юго-восток стратиграфически снизу вверх вскрываются следующие слои урюкской свиты. 1. Песчаники аркозовые, разнозернистые, светло-серые с желтоватым оттенком, серые, средне- и толстоплитчатые с прослоями полимиктовых гравелитов. В составе обломков отмечаются кварц (65–80 об. %), полевые шпаты (10–20 об. %), различные породы (кварцит, гранит, аргиллит,



Рис. 2. Геологическая схема района д. Толпарово, положение и геологический разрез урюкской свиты 1-3 – отложения венда, свиты: 1 – толпаровская ($V_{t/p}$), 2 – суировская (V_{su}), 3 – урюкская (V_{ur}); 4 – нерасчлененные отложения верхнего рифея (RF_3); 5 – геологические границы; 6 – автодорога; 7 – положение и номера фрагментов изученного разреза урюкской свиты; 8 – песчаники; 9 – аргиллиты и алевролиты; 10 – габбродолериты; 11 – гравелиты; 12 – границы слоев; 13 – номера слоев; 14 – элементы залегания пород; 15 – азимут маршрута; 16 – задернованные участки.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

алевролит) (5–10 об. %). Из полевых шпатов преобладает плагиоклаз, калиевый полевой шпат (КПШ) имеет подчиненное значение. В породах фиксируются линзы и скопления грубого галечного материала с разно ориентированными литокластами глинисто-алевролитового состава. Падение слоистости ВСВ 60°∠50°. Мощность 18 м.

2. Алевролиты кварцевые, зеленовато-серые, тонкослоистые за счет глинистых прослоев, плитчатые, с прослоями аргиллитов темно-серых; слоистость горизонтальная. В конце слоя присутствует прослой (1.5 м) темно-серых полимиктовых гравелитов. Падение слоистости ВСВ 60°∠50°. Мощность 11.5 м.

3. Элювиальные выходы габбродолеритов. Видимая мощность 12 м.

4. Песчаники аркозовые, средне- и крупнозернистые, светло-серые с желтоватым и зеленоватым оттенками, с прослоями полимиктовых гравелитов. В нижней части слоя (отм. 90-100 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0.2 до 1.5 м. В песчаниках отмечается горизонтальная, косая и косоволнистая слоистость. Косая слоистость характеризуется параллельным расположением слойков мощностью 1–15 мм, имеющих юго-восточное падение под углами 15-30°. Косоволнистая слоистость имеет волнисто изогнутые поверхности наслоения, внутри каждого прослоя, мощностью от 1-2 до 7-8 см, фиксируется более мелкая косая и параллельная слоистости с мощностью отдельных слойков 1-2 мм. Состав обломков – кварц (65–75 об. %), полевые шпаты (10-25 об. %), различные породы (кварцит, гранит, аргиллит, алевролит) (5-10 об. %). В составе полевых шпатов преобладает плагиоклаз, КПШ имеет подчиненное значение. Падение слоистости ВСВ 50-60°∠35-50°. Мощность 29 м.

5. Песчаники аркозовые, средне- и крупнозернистые, светло- и темно-серые, с прослоями (0.5–1.5 м) алевролитов кварцевых, зеленоватосерых, тонкослоистых за счет глинистых прослоев. В составе обломков песчаников отмечаются кварц (75–80 об. %), полевые шпаты (7–10 об. %), различные породы (кварцит, гранит, аргиллит, алевролит) (5–10 об. %). В составе полевых шпатов возрастает доля КПШ. Падение слоистости СВ 40°∠35°. Мощность 15.5 м.

6. Задерновано 32 м. В элювии — редкие обломки песчаников аркозовых мелко- и среднезернистых, серых с желтоватым оттенком.

7. Песчаники и гравелитопесчаники аркозовые, мелко-, средне- и крупнозернистые, розоватосерые, розовые, красноватые, красно-коричневые с прослоями алевролитов и аргиллитов красноватосерых, вишнево-красных. Песчаники характеризуются горизонтальной слоистостью, часто со сдвоенным характером тонких глинистых слойков, а также слоями с массивной беспорядочной текстурой. В нижней части слоя (отм. 260–280 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0.3 до 3.0 м. В составе обломков песчаников отмечаются кварц (70–90 об. %), полевые шпаты (5–15 об. %), различные породы (кварцит, гранит, аргиллит, алевролит) (5–10 об. %). В составе полевых шпатов возрастает доля КПШ. Падение слоистости ВСВ 60–85°∠30–60°. Мощность 124 м.

8. Задерновано 175 м. Редкие обломки песчаников аркозовых, мелко- и среднезернистых, красновато-коричневых.

9. Песчаники аркозовые, мелко- и среднезернистые, розовые, красноватые, красно-коричневые с прослоями алевролитов и аргиллитов красноватосерых, вишнево-красных. Падение слоистости ВСВ 60-85°∠40-60°. Мощность 68 м.

10. Задерновано 40 м. Редкие обломки песчаников аркозовых мелко- и среднезернистых, красновато-коричневых.

11. Переслаивание песчаников аркозовых, мелко-, среднезернистых, красно-коричневых и алевролитов, аргиллитов, вишнево-красных. В средней части слоя (отм. 820–830 м) наблюдаются подводно-оползневые складки размером от 0.3 до 1.5 м. В составе песчаников отмечаются кварц (75–85 об. %), полевые шпаты (10–15 об. %), слюда (3–5 об. %). В составе полевых шпатов возрастает доля КПШ. Падение слоистости ВСВ 50–90°∠40–80°. Мощность 40.5 м.

Залегающие выше песчаники имеют зеленоватосерую окраску и полимиктовый состав, что является характерными чертами песчаников басинской свиты. Непосредственный контакт между урюкскими и басинскими отложениями задернован. Породы урюкской свиты имеют одинаковые элементы залегания, как с подстилающими, так и с перекрывающими их отложениями (северовосточное и восток-северо-восточное падение под углами 35–85°).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В толпаровском разрезе урюкской свиты выделяются две толщи, отличающиеся окраской пород. В нижней части разреза породы желтовато- и зеленовато-серые, в верхней — розоватосерые, розовые, красные и вишнево-красные. В песчаниках и гравелитопесчаниках преимущественно аркозового состава наблюдаются линзовидные скопления крупных галек жильного кварца, полевых шпатов, гнейсовидных гранитов (см. рис. 3б, 3г, 3д). В тонкозернистых породах – алевролитах, аргиллитах – преобладает горизонтальная слоистость. Для грубозернистых пород – песчаников, гравелитов – типично присутствие линз грубого галечного материала с уплощенными обломками алевролитов и аргиллитов. В верхней красноцветной толще, мощностью более 330 м, также преобладают песчаники, че-

около 90 м, представлена песчаниками и граве-

литопесчаниками с редкими прослоями алевро-

литов и аргиллитов. Песчаники нижней толщи

часто смяты в подводно-оползневые складки,

размеры которых варьируют от первых десятков

сантиметров до первых метров (рис. 3а). В по-

родах отмечается косая и косоволнистая сло-

истость (см. рис. 3б, 3в).

более 330 м, также преобладают песчаники, чередующиеся с более частыми, нежели в нижней сероцветной толще, прослоями вишневокрасных алевролитов и аргиллитов. В составе песчаников практически отсутствует грубый гравийный материал, характерный для нижней сероцветной толщи.

В песчаниках установлены следующие типы слоистости — флазерная, с «хвостатым» расщеплением (см. рис. 3е) и горизонтальная, со сдвоенным характером тонких глинистых слойков (см. рис. 3ж). Наряду со слоистыми отложениями присутствуют слои с массивной беспорядочной текстурой (см. рис. 3ж), а также подводнооползневые складки (см. рис. 33). На поверхностях напластования песчаников встречаются знаки мелкой волновой ряби (см. рис. 3и, 3л), а на контротпечатках поверхностей напластования наблюдаются механоглифы (см. рис. 3к).

Иногда на поверхностях напластования фик-

сируются необычные текстурные формы. Так,

на «глянцевой» глинистой поверхности напла-

стования со знаками ряби наблюдаются шну-

рообразные структуры тонких валиков круглого

и овального сечения, выполненных грубым пе-

ском (см. рис. 3л). Выделяются две морфологи-

лярно, укорочена и не имеет такой же правиль-

ной формы, как первая разновидность.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРЮКСКОЙ СВИТЫ Нижняя (сероцветная) толща, мощностью В обломочной части песча

В обломочной части песчаников сероцветной толши присутствуют кварц, кварциты, аргиллиты, деградированные слюды, полевые шпаты (преимущественно кальций-натриевые и в меньшей степени калиевые). Содержание кварцевых зерен составляет 70-80, полевых шпатов - 15-25 об. %. Присутствуют акцессорные минералы (апатит, циркон, рудные минералы), из которых чаще встречаются цирконы, иногда совершенно не окатанные. Степень окатанности обломочных зерен сравнительно слабая; в песчаниках и гравелитах она выше, чем в алевролитах. Первичный (ранедиагенетический) цемент в песчаниках представлен несколькими разновидностями (рис. 4а-4е): пленочным иллитовым, игольчатокрустификационным хлоритовым, железистым заполнения пор и регенерационно-кварцевым. Пленки иллита наблюдаются вокруг обломочных зерен, а также развиты в виде тонких прожилков по спайности полевых шпатов. Хлоритовый цемент иногда образует игольчатые каемки выполнения межзерновых пор. Цемент такого же иллит-хлоритового состава присутствует в алевролитах (см. рис. 4ж, 43). При наличии секущих трещин по минералам глинистого состава развивается гематитизация. Наиболее поздним является регенерационно-кварцевый цемент, который заполняет все оставшееся пространство межзерновых пор (см. рис. 4д, 4е).

В обломочной части песчаников красноцветной толщи присутствуют кварц, кальцийнатриевые и калиевые полевые шпаты. Содержание кварцевых зерен составляет 80–90, полевых шпатов – 5–15 об. %. В небольших количествах присутствуют пластинчатые реликты измененных слюд, глауконит и акцессории.

Как и в породах сероцветной толщи, в песчаниках красноцветной толщи присутствует несколько разновидностей цемента (см. рис. 4и–4о): пленочный иллит-хлоритового состава, железистый заполнения пор и регенерационнокварцевый. Первый проявлен ограниченно из-за последующих вторичных изменений, он сохранился только между близко расположенными обломочными зернами и практически отсутствует в крупных межзерновых порах, где замещается цементом железистого состава (см. рис. 4п, 4р). Оксиды железа представлены гетитом и гематитом.

Глауконит в песчаниках красноцветной толщи наблюдается в виде довольно редких бледно-зеленых округлых микроконкреций размером 5–100 мкм (см. рис. 4н, 4о), имеющих микроглобулярное строение. На фоне



ГОРОЖАНИН и др.

Рис. З. Литологические особенности отложений урюкской свиты

каноглифы – следы механического воздействия, размыва или оплывания вследствие нагрузки на полужидкий осадок, л – валики в виде слабо извилистых а-д – нижняя (сероцветная) толща: а – подводно-оползневая складка в песчаниках, б –песчаник с горизонтальной и косой слоистостью, в песчанике присутствует крупный литокласт гранито-гнейса, в – полого-наклонная косая слоистость в песчанике с тайдалитовой полосчатостью (стрелки) и складками верхняя (красноцветная) толща: е – флазерная слоистость в мелкозернистом красноцветном песчанике, ж – контакт песчаника с отчетливо выраженной слоистостью приливно-отливного типа (сверху) с массивным несортированным разнозернистым песчаником (снизу), 3 – подводно-оползневая складка в песчано-глинистой толше, и – знаки ряби (черная стрелка) и валообразная структура (белая стрелка) на поверхности напластования песчаников, к – мешнуров (следы стекания и разрыва сплошности), выполненных грубым песком, на "глянцевой" глинистой поверхности напластования со знаками ряби (А – вдоль хребтика ряби, Б – укороченная разновидность, перпендикулярно секущая знаки ряби); м – арумбериеморфный(?) отпечаток на поверхности оползания, г – косоволнистая слоистость в песчанике, д – гравийные включения кварца, литокласты полевого шпата и аргиллитов в песчанике; е-м песчаника. микрокристаллического строения часть кристаллитов в глауконитовых конкрециях имеет больший размер, что указывает на то, что они испытали частичную перекристаллизацию. Кроме того, глауконитовые микроконкреции иногда подвержены вторичному ожелезнению. Изредка наблюдается (см. рис. 4н, 4о), что в окружении плотного регенерационно-кварцевого цемента ожелезнение развито ограниченно, лишь в виде небольшой поверхностной пленки, а в открытых, проницаемых порах, глауконитовые микроконкреции, как правило, полностью замещены железо-окисными соединениями.

Выполненное петрографическое изучение по основным литотипам урюкской свиты показывает, что в породах нижней сероцветной и верхней красноцветной толш наблюдаются некоторые различия, касающиеся как состава обломочной составляющей, так и состава цемента. В составе обломков песчаников красноцветной толщи отмечается увеличенная доля кварца и уменьшенная — полевых шпатов. Для пород сероцветной толщи характерен полевошпатово-кварцевый состав обломочной части и преобладающий хлоритиллитовый состав первичного цемента. Поздние изменения фиксируются развитием вторичной кварцевой цементации и гематитовых прожилков. Характерными чертами песчаников красноцветной толщи являются: 1) преимущественно кварцевый состав обломочной части; 2) присутствие нескольких типов цемента; 3) присутствие глауконита; 4) присутствие гематита.

На классификационной диаграмме В. Д. Шутова [1967] фигуративные точки песчаников нижней (сероцветной) толщи урюкской свиты попадают в поле мезомиктовых кварцевых песчаников, верхней (красноцветной) толщи — мезомиктовых кварцевых и кремнекластито-кварцевых песков, реже в поле полевошпатово-кварцевых граувакк (рис. 5а). На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1987] песчаники нижней толщи отвечают составу преимущественно лититов, в меньшей степени — субаркозов и граувакк, песчаники верхней толщи — главным образом субаркозов. Небольшое количество фигуративных точек песчаников верхней толщи находится в полях сублититов и аркозов.

Минералогия

По результатам энергодисперсионного микроанализа, выполненного на электронном микроскопе Tescan Vega Compact с анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА) установлено, что кальций-натриевые

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

плагиоклазы в песчаниках красноцветной толщи отвечают составу олигоклаза с содержанием анортитового минала на уровне 14-23%, КПШ представлены барий-содержащим ортоклазом (содержания ВаО до 1.3 мас. %) (рис. 6а). В ортоклазе часто фиксируются мелкие включения барита. В песчаниках красноцветной толщи олигоклазы являются наименее устойчивыми породообразующими минералами и часто почти нацело замещены мелкочешуйчатыми агрегатами мусковита, клинохлора, нередко с примесью мелкодисперсного гетита. Из акцессорных минералов отмечаются обломочные ильменит, монацит-(Се), фторапатит (см. рис. 6б, 6в). Иногда в межзерновом пространстве песчаников обнаруживается глауконит (см. рис. 6г). Ильменит изредка полностью замещен гетитом (см. рис. 6д). В открытых порах часто в ассоциации с тонкочешуйчатым мусковитом фиксируются мелкие таблички новообразованных полевых шпатов, микроклина и альбита, а также многочисленные включения тонкодисперсного гетита (см. рис. 6г, 6е).

Для диагностики минералогического состава аргиллитов урюкской свиты использован рентгенографический метод (дифрактометр "ДРОН-4", Си К α -излучение, 2 Θ 4–60°, шаг 0.02°). В аргиллитах диагностированы (рис. 7): кварц (межплоскостные расстояния 3.34 и 4.25 Å), полевые шпаты – альбит (4.03 Å), микроклин (3.25 Å), иллит (3.33, 10.00, 4.46 Å), гематит (2.70 и 3.67 Å), а также деградированные слюды — мусковит (2.56 и 10.00 Å). Отличия аргиллитов из нижней (сероцветной) и верхней (красноцветной) толщ состоят в присутствии гематита в вишнево-красных тонкозернистых породах и отсутствии его в серо-зеленых. Кроме того, в аргиллитах нижней толщи отмечается большее количество полевых шпатов по сравнению с аргиллитами верхней толщи.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Литологические особенности

Одним из важнейших литологических признаков, по которому можно реконструировать условия осадконакопления, является слоистость. В породах урюкской свиты нами наблюдались следующие типы слоистости: горизонтальная, косая и косоволнистая. Горизонтальная слоистость часто не выдержана и осложнена складками оползания. Этот тип слоистости чаще встречается в верхней красноцветной толще толпаровского разреза (см. рис. 3ж). Косонаслоенные слои мощностью 20–70 см состоят из серии косых, выполаживающихся к подошве



Рис. 4. Петрографические особенности пород урюкской свиты

а-з – нижняя (сероцветная) толща; и-р – верхняя (красноцветная) толща; для каждой толщи слева фото – в проходящем свете, справа – в поляризованном, николи скрещены.

а-е – различные типы цемента в полевошпат-кварцевых песчаниках нижней толщи: а, б – гидрослюдистый пленочный, в, г – хлоритовый игольчато-крустификационный и железистый поровый, д, е – хлорит-гидрослюдистый и регенерационно-кварцевый; ж, з – глинисто-хлоритовый цемент в алевролите; и–м – различные типы цемента в песчаниках верхней толщи: и, к – железистый крустификационный заполнения пор, л, м – ожелезненный хлоритгидрослюдистый; н, о – микроконкреции глауконита в песчанике с железистой цементацией прожилкового типа и регенерационно-кварцевым цементом, одно зерно глауконита затронуто гематитизацией только с поверхности, другое – замещено нацело; п, р – интенсивная вторичная гематитовая послойная цементация в кварцевом песчанике.



Рис. 5. Положение полей составов песчаников урюкской свиты на классификационных диаграммах В. Д. Шутова [1967] (а) и Ф. Петтиджона с соавторами [Pettijohn et al., 1987] (б)

1 – по данным работы [Козлов, 1982]; 2, 3 – авторские материалы: 2 – нижняя (сероцветная) толща; 3 – верхняя (красноцветная) толща.

слойков, имеют разнонаправленный, иногда мульдообразный характер и срезают друг друга под углами 5-15°. Как в горизонтально, так и в косо наслоенных песчаниках проявлена мелкая ритмичная (тайдалитовая) полосчатость, обусловленная сдвоенным характером более тонких прослоев другой гранулометрии (см. рис. 3в). Она выражена во всех типах слоистости и указывает на приливно-отливный характер гидродинамической деятельности [Smith, 1988; Clark et al., 1998; Dalrymple, Choi, 2003; Chakrabarti, 2005; Friedman, Chakraborty, 2006; Donselaar, Geel, 2007; Desjardins, Mangano, 2012 и др.]. В отдельных косослоистых сериях наблюдаются неотчетливые признаки градационности (см. рис. 3в), связанные с наличием более грубозернистых слойков ближе к подошвенной части (см. рис. 3в), эрозионные поверхности, подводно-оползневые деформации, а также прослои, обогащенные включениями галек различной степени окатанности (рис. 3в, 3г). В песчаниках сероцветной части разреза наблюдается мелкая косоволнистая слоистость (см. рис. 3в), свидетельствующая о волнении водной среды при осадконакоплении. Большое количество подводно-оползневых складок, имеющих размер от первых сантиметров до 1.5-2.0 м (см. рис. 3а, 3в, 3з) также может указывать на нестабильную и активную гидродинамику. Присутствие наряду с горизонтально-слоистыми отложениями слоев с массивной текстурой (см. рис. 3ж) свидетельствует о том, что спокойный характер мелководного осадконакопления с влиянием приливов и отливов резко прерывался из-за повышенного привноса терригенного материала.

В силу плохой обнаженности пород урюкской свиты слоистость в них относительно малоизучена. М. Л. Клюжина [1963], изучавшая направления сноса терригенного материала по ориентировке косой слоистости в ашинской серии Южного Урала, описала ее во всех свитах серии, за исключением урюкской. Ю. Р. Беккер в песчаниках урюкской свиты установил присутствие слоистых, неясно слоистых и неслоистых разностей пород. Помимо горизонтальной им описана косая слоистость с прямолинейным параллельным расположением слойков, которые резко срезаются в их подошве и кровле [Беккер, 1968]. Такой тип слоистости указанным исследователем рассматривается как характерный признак русловых отложений.

В толпаровском разрезе косая слоистость с прямолинейным параллельным расположением слойков нами не встречена, зафиксирована только перекрестная с вогнутыми поверхностями слоевых швов и разнонаправленная косая слоистости, которые могут формироваться не только в русловых, но и в морских условиях [Полевая геология..., 1989]. Наблюдаемая нами

ГОРОЖАНИН и др.



Рис. 6. Породообразующие и акцессорные минералы в песчаниках урюкской свиты на BSE-изображениях а – окатанные зерна ортоклаза и олигоклаза, обломочный аннит, в ортоклазе присутствуют включения барита; олигоклаз замещается мусковитом и клинохлором; б – полуокатанное зерно монацита (Се), цемент выполнен гидроксидами железа (гетит); в – полуокатанные зерна ильменита, олигоклаза, фторапатита, монацита-(Се), олигоклаз замещается мусковитом; г – глауконит в цементе песчаника, альбит и микроклин, образованные *in situ*, гетит развивается по ильмениту; д – гетит, заместивший ильменит(?); е – мусковит, клинохлор, микроклин, альбит, гетит, рутил в поровом пространстве.

Сокращения: Ab – альбит; Ann – аннит; Ap – апатит; Brt – барит; Clc – клинохлор; Glt – глауконит; Gth – гетит; Ilm – ильменит; Mcc – микроклин; Mnz-Ce – монацит (Ce); Ms – мусковит; Ol – олигоклаз; Or – ортоклаз; Rt – рутил; Qz – кварц.

в породах урюкской свиты тайдалитовая полосчатость является характерной чертой для осадконакопления в условиях мелководного терригенного шельфа и авандельт [Smith, 1988; Clark et al., 1998; Dalrymple, Choi, 2003; Chakrabarti, 2005; Donselaar, Geel, 2007; Desjardins, Mangano, 2012]. По этой причине сочетание признаков волновой деятельности с приливно-отливным характером осадконакопления, а также с большим количеством подводно-оползневых складок свидетельствует, по нашему мнению, об осадконакоплении в условиях нестабильной гидродинамики переходной зоны река—море, т.е. дельты.

Кроме того, в породах урюкской свиты нами наблюдались некоторые другие литологические признаки дискуссионного характера. По результатам литологических наблюдений в отложениях красноцветной толщи на контротпечатках поверхностей напластования установлены механоглифы — следы механического воздействия — размыва или оплывания вследствие нагрузки на полужидкий осадок, а на самих поверхностях — знаки мелкой волновой ряби (см. рис. 3и, 3к) — литологического признака, ранее не встреченного в отложениях урюкской свиты [Беккер, 1968]. Следует отметить, однако, что обнаруженные знаки ряби достаточно необычны, так как они, заполняя поверхность напластования (черная стрелка, см. рис. 3и), соседствуют с крупным валообразным перегибом этой поверхности (белая стрелка, см. рис. 3и), также имеющим седиментационный генезис. Вероятно, в данном случае на штормовую рябь накладывается рябь течения.

С трудом поддаются генетической расшифровке и необычные шнурообразные структуры тонких валиков круглого и овального сечения, располагающиеся как вдоль (первая морфологическая



Рис. 7. Дифрактограммы аргиллитов из нижней (У-7) и верхней (23-К) толщ урюкской свиты *Сокращения: Аb* – альбит; *Hem* – гематит; *Ilt* – иллит; *Mcc* – микроклин; *Ms* – мусковит; *Qz* – кварц.

разновидность), так и поперек (вторая морфологическая разновидность) хребтиков ряби на поверхностях напластования (см. рис. 3л). Генетически, возможно, первая разновидность является струйкой стекания в подошве слоя, перекрывающего поверхность со знаками ряби, а вторая представляет собой продолжение поверхности напластования, скрученную в мини-рулет в результате ее разрыва поперек простирания ряби. Это отражает неспокойную гидродинамику среды осадконакопления, когда поверхность осадки со знаками ряби подвергалась разрывам, в результате чего часть хребтиков испытала вертикальное и горизонтальное смещение.

К другим не вполне ясным литологическим текстурам следует отнести отпечатки на поверхностях напластования песчаников (см. рис. 3м), которые в определенной степени сходны с арумбериеморфными текстурами, распространенными в отложениях эдиакария по всему миру [Liu et al., 2013; Brasier et al., 2017; Kenchington et al., 2018; Dunn et al., 2021]. На Южном Урале они имеют стратиграфическую приуроченность – большая часть находок обнаружена в зиганской свите [Беккер, 1992], завершающей ашинскую серию. Д. В. Гражданкиным они определены как Arumberia banksi, которые широко представлены в котлинском горизонте Русской платформы и связаны с крупным биотическим событием надрегионального масштаба [Колесников и др., 2012].

Вместе с тем отметим, что описанные шнурообразные структуры тонких валиков сходны со следами фоссилий ("трубчатые норы") Lamonte trevallis [Meyer et al., 2014, 2017; McIlroy, 2022] позднего эдиакария, а нами ранее обнаружены [Горожанин и др., 2015] близкие к Arumberia banksi текстуры вблизи контакта песчано-глинистых (с диамиктитами) отложений суировской свиты с доломитами миньярской свиты. Из перечисленного следует, что неясные текстуры на поверхностях напластования урюкских песчаников могут представлять собой арумбериеморфные текстуры. Однако этот вывод требует дополнительных аргументов. Нельзя исключать того, что они являются литифицированными структурами бактериальных матов, существовавших в мелководно-морских терригенных обстановках.

Условия формирования

В некоторых разрезах в западной части Башкирского мегантиклинория (р. Зилим в устье сарышки: автолорога Стерлитамак–Белорецк в районе Липовых гор) наблюдается отчетливое деление урюкской свиты на две толщи – сероцветную нижнюю и красноцветную верхнюю. При этом предполагается первичная природа красноцветной окраски, которая используется для стратификации свиты [Козлов, 1982]. По наблюдениям Ю. Р. Беккера, красноцветность верхней части свиты имеет фациальную природу, которая, однако, распространена локально в бассейнах рек Зилим и Зигана, где граница между сероцветными и красноцветными породами "не является четкой, что затрудняет ее использование в стратиграфических целях" [Беккер, 1988, с. 57].

Смена окраски пород может означать изменение восстановительных условий осадконакопления в урюкское время на окислительные. По нашему мнению, этот литологический признак может быть обусловлен эпигенетическими процессами, и в таком случае его привлечение может привести к ложным выводам об аридности климата и высоком содержании кислорода в атмосфере в момент формирования осадков.

Для образования красноцветов, как известно [Гаррелс, Маккензи, 1974; Catling, Kasting, 2017; Сочава и др., 1992], необходима кислородная атмосфера и жаркий климат, каждая песчинка обломочных пород может покрываться рубашкой окисно-железистых минералов, а состав цемента изначально может содержать гематит - поэтому наличие красноцветных пород в разрезе является серьезным аргументом в пользу их континентального генезиса. К тому же ряд литологических признаков, а именно присутствие косой слоистости с прямолинейным параллельным расположением слойков в совокупности с линзовидным характером гравийных прослоев, по мнению Ю. Р. Беккера [1968], свидетельствует об аллювиальных (т.е. континентальных) условиях формирования урюкской свиты.

Наши данные, основанные на литологических и петрографических наблюдениях, не согласуются с этим выводом.

Во-первых, в отложениях, как серой, так и красноцветной толщ, обнаружены горизонтальная и волнистая слоистости, в том числе приливно-отливного характера, наблюдается массовое развитие подводно-оползневых деформаций, присутствуют штормовые(?) прослои. Такие признаки, как знаки волновой ряби и флазерная слоистость, отмечаемые в отложениях красной толщи, свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления.

Во-вторых, в красноцветных урюкских песчаниках обнаружен глауконит – типичный минерал морского генезиса. Несмотря на его некоторую измененность вторичными процессами перекристаллизации и гематитизации, почковидная форма и микрокристаллическая структура конкреций не позволяют спутать его с другими минералами. Следует отметить, что в алевропелитах бакеевского уровня, залегающих на размытой поверхности укских известняков в районе г. Усть-Катав, ранее фиксировалось присутствие глауконита, который считался переотложенным из подстилающих слоев верхнего рифея [Беккер, 1968]. Однако в составе обломочного материала урюкской свиты, как известно, преобладает материал разрушения гранитных и метаморфических комплексов с Русской платформы [Олли, 1948; Беккер, 1968; Козлов, 1982], в котором отсутствует глауконит. К тому же этот минерал слабо устойчив к переносу, концентрирование которого возможно только при механизме образования перлювия - перемыва несцементированного осадка на месте его образования в раннем диагенезе [Фролов, 1984].

В-третьих, как показывают петрографические наблюдения соотношения минералов, слагающих цемент песчаников, реконструируется сложная история формирования полиминерального цемента, а присутствие железистых минералов в его составе носит вторичный характер и связано с эпигенетическими преобразованиями песчаников. Реконструкция последовательности этих преобразований позволяет более детально прояснить геологическую историю. Первичный цемент в песчаниках, как в сероцветной толще, так и в красноцветной, имел хлоритиллитовый состав; к настоящему времени он сохранился, благодаря позднему окварцеванию только в виде пленок в оторочках обломочных зерен и тех частях межзерновых пор, куда не проникли Fe-содержащие растворы. В проницаемых порах песчаников произошло частичное, а иногда полное замещение его гидроокислами железа. Наиболее поздним цементом в песчаниках, является регенерационно-кварцевый, который сформировался из первично-кремнистого халцедонового цемента, затем произошла его кристаллическая регенерация в соответствии с ориентацией кристаллических структур в расположенных рядом обломочных зернах кварца.

Этот процесс, типичный для постдиагенетических преобразований, вероятнее всего, имел место во время погружения толщи на глубину с последующим перекрытием ее палеозойскими шельфовыми отложениями в течение среднегопозднего палеозоя.

Таким образом, на основе петрографических наблюдений и минералогических исследований нами сделан вывод, что первичная окраска пород красноцветной толщи была серой. Красноцветность — явление, обусловленное вторичными изменениями, которые связаны с выведением толщи в зону аэрации. Из-за этого мелкозернистые слоистые силикаты цемента (иллит, хлорит, глауконит) подверглись частичному разрушению с образованием соединений окисного железа. Породы приобрели вишнево-красную окраску, которая впоследствии, при погружении под шельфовыми палеозойскими осадками, "запечаталась" кварцевым цементом.

Для реконструкции геологической истории важно выяснить момент, когда могло произойти окисление, обусловленное выведением урюкских отложений в зону аэрации и их "промывкой" окисленными водами. Представляется маловероятным, что этот процесс происходил непосредственно в урюкское время перед накоплением басинских осадков, перекрывающих урюкские. Более вероятно, что он произошел или при формировании куккараукских красноцветных конгломератов или во время крупного стратиграфического перерыва между вендом и девоном с образованием коры выветривания. Отложения урюкской свиты не выходили на дневную поверхность, иначе бы мы наблюдали налегание такатинских песчаников нижнего девона на разных уровнях урюкской свиты. В действительности, девонские песчаники повсеместно на территории Башкирского мегантиклинория залегают только на зиганской свите – самой верхней части ашинской серии. Это позволяет предполагать, что окислительный режим промывки урюкских песчаников осуществлялся по типу водоносных песчаных горизонтов артезианского типа в межгорных впадинах подобно тому, как это происходит в осадочном чехле молодых платформ, например на Туранской плите [Печенкин, 2012].

В разрезе рифейских и вендских отложений присутствуют несколько горизонтов красноцветных образований, и нет сомнений в том, что многие из них формировались именно в континентальных аридных условиях. В песчаниках таких отложений (например, бедерышинская толща зильмердакской свиты) обычно наблюдается рубашка оксидов железа, часто также залеченная вторичным кварцем. Такую оторочку, вероятно, следует считать первичной, тогда как в урюкских красноцветах, как нами установлено, первичным цементом был зеленовато-серый иллит-хлоритовый агрегат, а вторичная красноцветность возникла значительно позже.

Вместе с тем отметим, что лежащие выше вендские (надурюкские) отложения также затронуты процессом вторичной гематитизации. Такие красноцветные прослои присутствуют в басинской, зиганской и, особенно, куккараукской свитах. Это именно прослои, что указывает на внутрипластовый характер миграции окисленных подземных вод в постседиментационное время. При этом в массивных сероцветных разностях песчаников басинской свиты часто наблюдается карбонатный цемент, который, вероятно, ограничивал проницаемость песчаников и развитие в них вторичной гематитизации.

Необходимо отметить также, что возможна и обратная ситуация — когда по красноцветным отложениям формируются вторичные сероцветные зоны, но обычно такие участки развиты локально и связаны с зоной миграции восстановительных флюидов — сероводорода или нефтяных вод. Примером может служить Садкинская жила асфальтитов в красноцветных отложениях верхней перми, где в уфимских песчаниках вокруг жилы асфальтита в результате миграции нефти по зоне Кинельского разлома образовалась мощная сероцветная зона с сульфидами [Овчинников, Пономарева, 2015].

Значение приведенных наблюдений состоит в том, что красноцветность пород вряд ли следует принимать априори как свидетельство осадконакопления в окислительных (континентальных) условиях. Поэтому нет оснований использовать этот признак для стратификации свиты и реконструкции условий осадконакопления в урюкское время. Более обоснованным, по нашему мнению, является деление урюкской свиты на нижнюю и верхнюю толщи по изменению литологического состава пород [Беккер, 1968]. Подтверждением этого являются данные (см. рис. 5), по которым в песчаниках верхней толщи по сравнению с нижней уменьшается доля полевых шпатов и увеличивается количество кварца, что отражается и в петрохимическом составе песчаников.

Ранее на основании литологических наблюдений мы пришли к выводу о том, что отложения урюкской свиты формировались в переходной зоне река—море. Обращает на себя внимание линзовидные скопления в песчаниках крупных галек и угловатых фрагментов обломочного материала — жильного кварца, крупных кристаллокластов полевого шпата, гранитов и гранитогнейсов. Это указывает на обильный привнос кластики, недлительный ее перенос и достаточно холодный климат, при котором полевые шпаты не подвергались химическому выветриванию.

Сравнительный анализ условий образования урюкских отложений с подстилающими отложениями в этом же разрезе показывает, что характер осадконакопления принципиально не меняется. Для лежащих ниже толпаровской и суировской свит ранее установлено наличие диамиктитовых прослоев [Келлер и др., 1984], а также чрезвычайно широкое развитие подводно-оползневых образований [Горожанин и др., 2015, 2019], что определяет эту осадочную последовательность как марино-гляциальную. Фациальный профиль осадконакопления от низов толпаровской свиты до верхов суировской показывает углубление бассейна, наступившее в условиях трансгрессии, возможно, связанной с таянием ледника. Формирование большого количества подводно-оползневых структур в суировской свите указывает на крутизну склонов бассейна и смену от глубоководных условий авандельты более мелководными, прибрежноморскими. После суировского времени глубина бассейна начала уменьшаться, и он стал заполняться грубозернистыми осадками урюкской свиты. Изменяется лишь состав и размерность обломков терригенного материала. Таким образом, отложения суировской и урюкской свит, вероятнее всего, образуют единую осадочную последовательность, имеют марино-гляциальный генезис. Современным аналогом такой последовательности, вероятно, могут быть осадки, накапливающиеся на баренцевоморском шельфе в районе архипелага Шпицберген в подводных эрозионных каналах и впадинах, протяженность которых достигает десятков и даже сотен километров [Andreassen et al., 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В толпаровском разрезе урюкской свиты выделяются нижняя сероцветная и верхняя красноцветная толщи. В песчаниках нижней толщи наблюдаются линзовидные скопления крупных галек обломочного материала — жильного кварца, полевых шпатов, гранитов и гранито-гнейсов. В составе песчаников верхней толщи практически отсутствует грубый гравийный материал. В песчаниках обнаружен глауконит микроглобулярного строения.

Породы урюкской свиты часто смяты в конседиментационные подводно-оползневые складки, размеры которых варьируют от первых десятков сантиметров до первых метров. Отмечается косая, косоволнистая, флазерная и горизонтальная, со сдвоенным характером тонких глинистых слойков, слоистости. Встречаются знаки мелкой волновой ряби, а на контротпечатках поверхностей напластования наблюдаются механоглифы. Наряду со слоистыми отложениями присутствуют слои с массивной беспорядочной текстурой. Иногда на поверхностях напластования фиксируются необычные текстурные формы в виде шнурообразных тонких валиков двух морфологических разновидностей. Генетически первая из них, возможно, является струйкой стекания в подошве слоя, перекрывающего поверхность со знаками ряби, а вторая представляет собой продолжение поверхности напластования, скрученную в мини-рулет в результате ее разрыва поперек простирания ряби, что отражает неспокойную гидродинамику среды осадконакопления. Кроме того, на поверхностях напластования в песчаниках урюкской свиты обнаружены неясные текстуры, сходные с Arumberia banksi, которые могут представлять собой литифицированные структуры бактериальных матов, существовавших в определенных условиях – мелководно-морских обстановках и условиях песчано-глинистой селиментации.

Реконструирована сложная история формирования полиминерального цемента песчаников. Установлено, что формирование железистых минералов в цементе связано с эпигенетическими преобразованиями песчаников, которые были обусловлены выведением верхней толщи урюкской свиты в зону аэрации или в куккараукское время, или во время стратиграфического перерыва между вендом и девоном. Окислительный режим промывки урюкских песчаников осуществлялся по типу водоносных песчаных горизонтов артезианского типа в межгорных впадинах. Красноцветную окраску пород свиты не следует использовать для стратификации ее разрезов и реконструкции условий осадконакопления в урюкское время.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что осадконакопление в урюкское время происходило в условиях нестабильной гидродинамики переходной зоны река море, т.е. дельты. По сравнению с предыдущим толпаровско-суировским временем характер осадконакопления принципиально не меняется. Изменяется лишь состав и размерность обломков терригенного материала. Происходит обильный привнос кластики и ее незначительный перенос в холодном климате. В целом можно заключить, что урюкские отложения, несмотря на отсутствие в них прямых литологических признаков диамиктитов, образуют с подстилающими толпаровско-суировскими мариногляциальными отложениями единую осадочную последовательность, в которой к концу урюкского времени устанавливается мелководноморской режим осадконакопления.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беккер Ю. Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16–24.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

Беккер Ю. Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 125–129.

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.

Дуб С.А. Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1511–1530.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных порол. М.: Мир, 1974. 272 с.

Горожанин В. М. Генетическая типизация отложений байназаровской свиты венда, Южный Урал: стратиграфические следствия // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения // Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г). СПб.: Свое издательство, 2021. С. 39–41.

Горожанин В. М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа, 1988. С. 41–45.

Горожанин В. М., Мичурин С. В., Войкина З.А. и др. Марино-гляциальные отложения в Толпаровском разрезе верхнего докембрия (реки Зилим и Малый Толпар) // Геологический вестник. 2019. № 3. С. 69–92.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал) // Геологический сборник. 2015. № 12. С. 69–78.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Палеокарст в Толпаровском разрезе верхнего докембрия, Южный Урал // Геологический сборник. 2017. № 13. С. 176–185.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.

Козлов В. И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14–23.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г. и др. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник. 2011. № 9. С. 52–56.

Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Арумбериеморфные текстуры в верхнем венде Урала // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 66-72.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.

Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.

Овчинников В.В., Пономарева Г.А. К вопросу о генезисе Садкинского месторождения асфальтита // Вестник Оренбургского государственного университета. 2015. № 3. С. 171–176.

Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: СГУ, 1948. 413 с.

Печенкин И.Г. Литолого-геохимические индикаторы древних очагов разгрузки пластовых вод. Ленинградская школа литологии // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). Т. П. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 259–261.

Полевая геология / Справочное руководство. В 2 кн. Кн. 1 / Под ред. В. В. Лаврова, А. С. Кумпана. Л.: Недра, 1989. 400 с.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

Пучков В. Н., Сергеева Н.Д. Изотопный возраст вулканогенных образований рифея на Южном Урале и значение событийной стратиграфии в уточнении стратиграфической шкалы // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения // Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г). СПб.: Свое издательство, 2021. С. 155–158.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий // Материалы 10-й Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 77–87.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Региональная стратиграфическая схема отложений верхнего и завершающего Рифея и Венда Южного Урала (ПРОЕКТ 2022) // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 3–14.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфическая схема рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения) // Геологический сборник. Информационные материалы. 2015. № 12. С. 3–22.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34.

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.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б. М. Келлер, Н. М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Andreassen K., Hubbard A., Winsborrow M. et al. Massive blow-out craters formed by hydrate-controlled methane expulsion from the Arctic seafloor // Science. 2017. V. 356. Iss. 6341. P. 948–953.

Brasier A. T., McIlroy D., McLoughlin, N. Earth System Evolution and Early Life: A Celebration of the Work of Martin Brasier // Geological Society. London. Special Publications. 2017. V. 448. P. 211–219.

Catling D.C., Kasting J.F. Atmospheric Evolution on Inhabited and Lifeless Worlds. Cambridge, 2017. 579 p.

Chakrabarti A. Sedimentary structures of tidal flats: A journey from coast to inner estuarine region of eastern India // J. Earth Syst. Sci. 2005. V. 114. № 3. P. 353–368. *Clark R.A., Richard A.D., Vernon J.H.* Tidalites: Processes & Products // Society for Sedimentary Geology. Special Publications. 1998. № 61. 175 p.

Dalrymple R.W., Choi K.S. Sediment transport by tidal currents // Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks / Ed. G. V. Middleton. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. P. 606–609.

Desjardins P.R., Mangano M.G. Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. Chapter in Developments in Sedimentology. PART III. Shallow-Marine Siliciclastic Systems. December 2012. DOI: 10.1016/B978-0-444-53813-0.00018-6

Donselaar M.E., Geel C. R. Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland Tidal Basin // Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw. 2007. V. 86. \mathbb{N} 4. P. 389–402.

Dunn F.S., Liu A.G., Grazhdankin D.V. et al. The developmental biology of Charnia and the eumetazoan affinity of the Ediacaran rangeomorphs // Sci. Adv. 2021. V. 7.

Friedman G. M., Chakraborty Ch. Interpretation of tidal bundles: Two reasons for a paradigm shift // Carbonates and Evaporites. 2006. V. 21. № 2. P. 170–175.

Kenchington C.G., Dunn F.S., Wilby P.R. Modularity and Overcompensatory Growth in Ediacaran Rangeomorphs Demonstrate Early Adaptations for Coping with Environmental Pressures // Current Biology. 2018. V. 28. P. 3330–3336.

Liu A.G., McIlroy D., Matthews J.J., Brasier M.D. Exploring an Ediacaran 'nursery': growth, ecology and evolution in a rangeomorph palaeocommunity // Geology Today. 2013. V. 29. P. 23–26.

Meyer M., Polys N., Yaqoob H. et al. Beyond the stony veil: Reconstructing the Earth's earliest large animal traces via computed tomography X-ray imaging // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 341–350.

Meyer M., Xiao S., Gill B.C. et al. Interactions between Ediacaran animals and microbial mats: Insights from Lamonte trevallis, a new trace fossil from the Dengjing Formation of South China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2014. V. 396. P. 62–74.

McIlroy D. Were the First Trace Fossils Really Burrows or Could They Have Been Made by Sediment-Displacive Chemosymbiotic Organisms? // Life. 2022. V. 136. № 12.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstone. N. Y.: Springer, 1987. 553 p.

Smith D. G. Tidal Bundles and Mud Couplets in the McMurray Formation, Northeastern Alberta, Canada: Geological Notes // Bull. of Canadian Petroleum Geology. 1988. V. 36. \mathbb{N} 2. P. 216–219.

LITHOLOGICAL FEATURES OF THE URYUK FORMATION IN THE TOLPAROVO SECTION OF THE VENDIAN (SOUTHERN URALS)

V. M. Gorozhanin*, S. V. Michurin, V. F. Yuldashbaeva

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the RAS, Karl Marx str., 16/2, Ufa, 450077, Russia

* e-mail: Gorozhanin@ufaras.ru

New results of lithological structural and textural observations and petrographic study of rocks of the Uryuk formation exposed in the basin of the Maly Tolpar River in the Bashkir meganticlinory are presented. For the first time, a wide development of consedimentary underwater landslide folds in the Uryuk deposits has been established, the sizes of which vary from the first tens of centimeters to the first meters. In sandstones, the presence of oblique, wavy, flasery and horizontal, with a dual character of thin clay layers, layering, as well as structureless layers with a massive texture, is recorded. Signs of shallow wave ripples have been established. Mechanoglyphs and textures similar to Arumberia banksi have been found, which presumably represent the lithified structures of bacterial mats that existed under certain conditions – shallow-sea environments and conditions of sandy-clay sedimentation. It is concluded that the Uryuk deposits, despite the absence of direct lithological signs of diamictites in them, form a single sedimentary sequence with the underlying Tolparov-Suirovsky marine glacial deposits, in which a shallow-sea sedimentation regime is established by the end of the Uryuk time. It is shown that the presence of ferruginous minerals in sandstone cement is secondary in nature and is associated with their epigenetic transformations. It is concluded that the red-colored color of the rocks of the Uryuk formation cannot be used for stratification of its sections and reconstruction of sedimentation conditions in the Uryuk time.

Keywords: sandstones, gravellite sandstones, Uryuk formation, Vend, Bashkir meganticlinorium, Southern Urals

УДК 551.438.23"613"

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ РИФООБРАЗОВАНИЕ В ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЕ И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ — ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

© 2024 г. В. Г. Кузнецов^{а, b,} *, Л. М. Журавлева^{а,} **

^а Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Ленинский просп., 65, Москва, 119991, Россия

^bИнститут проблем нефти и газа РАН, ул. Губкина, 3, Москва, 119333, Россия

* e-mail: vgkuz@yandex.ru ** e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru Поступила в редакцию 20.06.2023 г.

После доработки 26.08.2023 г. Принята к публикации 04.09.2023 г.

В двух краевых депрессиях Восточно-Европейской платформы – Печорской синеклизе и Прикаспийской впадине – широко представлены рифовые образования, но стратиграфические интервалы их развития далеко не одинаковы. На Печорском Урале рифообразование началось в карадоке, непосредственно в Печорской синеклизе – во второй половине лландовери, достигло максимума во фране и сменилось в фамене развитием рифовых холмов. Сооружения представлены как в виде асимметричных рифов, обрамляющих отмельные зоны на их границе с относительно глубоководными участками палеобассейнов, так и в виде одиночных сооружений внутри последних. Рифы следующих глобальных максимумов – поздневизейско-серпуховского и нижнепермского – развиты ограниченно лишь на границе с Уральским палеоокеаном и его реликтом – Предуральским краевым прогибом.

В Прикаспийской впадине присутствуют рифы всех трех глобальных максимумов развития, причем существуют как асимметричные рифовые системы, обрамляющие кромки шельфов, так и симметричные внутрибассейновые изолированные постройки.

Подобная разница обусловлена разным палеогеоморфологическим типом бассейнов. Прикаспийский бассейн в течение всего среднего и позднего палеозоя был резко дифференцирован по глубине, что и обусловило возможность формирования возвышающихся над дном этих бассейнов рифов. В Печорской синеклизе дифференциация бассейнов по глубине имела место только в позднем девоне. Слабо расчлененные, в целом, мелководные моря визе-серпухова и ранней перми не обеспечивали условий формирования мощных, выступающих над дном моря рифов. Последние формировались только на бровке Уральского палеоокеана, а в перми – на бровке Предуральского краевого прогиба.

Ключевые слова: Печорская синеклиза, Прикаспийская впадина, риф края шельфа, одиночный внутрибассейновый риф

DOI: 10.31857/S0024497X24010064

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

На востоке Восточно-Европейской платформы располагаются две крупные отрицательные структуры — синеклизы, которые получили названия экзогенных впадин [Журавлев, 1972] — Печорская и Прикаспийская, причем последняя чаще фигурирует под более общим или, скорее, нейтральным термином — впадина. Геологическому строению этих структур и истории их развития посвящена обширная, если не сказать обширнейшая, литература, в которой наряду с общим описанием геологического строения и геологической истории описываются и такие образования, как рифы, сравнительному анализу которых, и в более общей форме — рифообразованию, посвящена данная статья.

Прежде чем перейти непосредственно к теме, несколько вводных замечаний, точнее,

обсуждение общих терминов и их определение; обсуждение, которое позволит избежать разных толкований, что, к сожалению, имеет место, особенно в регионе Печорской синеклизы, и, соответственно, более четко определить объекты изучения и их характеристику.

Согласно определениям, данным в словаресправочнике "Современные и ископаемые рифы. Термины и определения" [Журавлева и др., 1990], риф – это сложное геологическое образование, созданное скелетными остатками и продуктами жизнедеятельности организмов, которое представляет собой карбонатный массив холмовидной формы; последнее обусловливает превышение рифа над дном бассейна, а в ископаемом состоянии большую мощность относительно синхронных ему отложений. Биологический фактор рифообразования, если можно так выразиться, определяют сообщества организмов и их остатков в теле сооружения; литологический – наборы карбонатных пород, закономерности их распределения в объеме постройки и соотношение с породами синхронных отложений; геоморфологический фактор выражается в морфологии постройки и ее соотношении с вмещающими отложениями. Что касается карбонатосаждающих организмов и образованных ими геологических тел, то в статье рассматриваются, в основном, объекты, которые В. Кисслингом и Э. Флюгелем названы истинными рифами, где колониальные рифостроящие организмы формируют жесткий каркас, а также "рифовые холмы", где подобные организмы присутствуют весьма обильно, но их остатки цементируются и, соответственно, жесткий каркас создается различными не колониальными, часто микробными сообществами; и, наконец, "иловые холмы", где подобные организмы могут присутствовать, но главную микрозернистую и пелитоморфную по структуре массу генерируют микробные сообщества [Kiessling et al., 1999; Kiessling, Flügel, 2002].

Обычно формируются два типа рифов – одиночные относительно симметричные холмовидные образования среди более или менее маломощных синхронных им отложений иного, часто существенно иного литологического состава. Второй тип – это сооружения, возникающие на границе мелководных и в той или иной степени глубоководных обстановок. В связи с этим последние отличаются асимметричным строением с относительно небольшим возвышением над зарифовыми мелководными отложениями и существенно большим – над предрифовыми, которые к тому же отличаются по своему литологическому составу, биоте и характеризуются меньшими, часто значительно меньшими, мощностями.

Во всех случаях бассейны, где росли рифы, были дифференцированы по глубине.

Второе замечание касается временных интервалов самого рифообразования. Как было показано ранее [Ивановский и др., 1994; Кузнецов, 1996, 2003; Кузнецов, Журавлева, 2019 и др.], процессы интенсивного формирования рифов имели циклический характер. В частности, в палеозое обособляются пять подобных циклов раннекембрийский, ордовикский, силурийскодевонский, поздневизейско-серпуховский и пермский. На силурийско-девонском этапе максимальное развитие каркасных - "истинных" – рифов и "рифовых холмов" приходится на средний девон-фран, а после события Келльвассер (граница франа-фамена) в фамене – турне – начале визе формировались классические "иловые холмы", которые частично также обсуждаются в нашей работе.

В пределах исследуемых регионов процессы формирования рифов рассмотрены именно в эти эпохи массового рифостроения, причем само рифообразование как по эпохам, так и по регионам далеко не однозначно.

РИФЫ ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Рифовые образования в Печорской синеклизе и прилегающих районах Северного и Приполярного Урала были изучены и описаны в работах Ф. Н. Чернышова, Н. Н. Яковлева, В. А. Варсанофьевой и др. уже в начале и первой половине XX столетия. После открытия связанных с рифами промышленных залежей нефти интерес к этим образованиям, прежде всего погребенным, резко возрос, их исследование, равно как и сооружений, выведенных на дневную поверхность, активно продолжалось и расширялось. И тут необходимо упомянуть имена А. И. Антошкиной, Н. В. Беляевой, Б. Я. Вассермана, М. М. Грачевского, В. А. Жемчуговой, Н. Д. Матвиевской, В. Вл. Меннера, Т. И. Кушнаревой. Наиболее полный и систематический обзор палеозойского рифообразования региона проведен А. И. Антошкиной [2003], материалы монографии которой частично использованы в настоящей статье.

В раннем палеозое синеклиза представляла собой плоский, слабо дифференцированный по глубине шельф Уральского палеоокеана, где



Рис. 1. Схема тектонического строения Печорской синеклизы и расположение рифов разных морфологических типов ([Меннер и др., 1991] с упрощениями)

1 – крупные тектонические элементы (римские цифры на схеме): І – Тиманский кряж; Печорская плита: II – Ижма-Печорская впадина, III–Малоземельская моноклиналь, IV – Печоро-Колвинский мегавал, V – Денисовская впадина, VI – Колвинский мегавал, VI–Хорейверская впадина, VIII – Варандей-Адзьвинская структурная зона, IX – вал Гамбурцева; Северо-Уральский краевой прогиб: Х – Верхнепечорская впадина, XI–Среднепечорское поднятие, XII – Большесынинская впадина, XIII – гряда Чернышова, XIV – Косью-Роговская впадина, XV – гряда Чернова, XVI – Коротаихинская впадина, XVII – западный склон Урала; 2 – границы тектонических зон; разновозрастные рифогенные зоны: 3 – доманиковые, 4 – сирачойско–нижнеухтинские, 5 – доманиково-нижнеухтинские, 6 – верхнефранские, 7 – верхнефранские, 8 – нижнефаменские, 9 – нижне-верхнефаменские, 10 – доманикововерхнефаменские, 11 – верхнефранско-нижнефаменские, 12 – сочетание разнотипных банок с краевыми рифогенными образованиями, 13 – склоны фаменских клиноформ, 14 – изолированные банки с рифовым окаймлением внутри компенсированных впадин, 15 – одиночные рифы, 16 – залежи нефти.



Рис. 2. Принципиальная схема морфологии дна бассейна позднедевонского времени ([Журавлева, 2017] с изменениями)

а – мелководная часть шельфа, б – глубоководная впадина, в – отмели; морфологические типы рифовых сооружений: А – асимметричные рифовые системы, Б – атолловидные сооружения, В – одиночные рифы; циклы рифообразования: dom – доманиковый, sir – сирачойский, uch – ухтинский; уровни моря: І – доманикового, II – сирачойского, III – ухтинского времени; 1 – рифовые тела, 2 – карбонатные отложения, 3 – карбонатно-глинистые отложения, 4 – кремнисто-глинисто-карбонатные отложения.

накапливались мелководные слоистые карбонатные отложения литоральных, сублиторальных и морских фаций [Жемчугова, Маслова, 2022; Кузнецов, Журавлева, 2014]. Рифовые постройки разного типа формировались лишь по восточному (в современных координатах) краю этого шельфа на границе его с Уральским палеоокеаном и разделяли мелководный бассейн в пределах платформы и в той или иной степени глубоководную область собственно палеоокеана. Первые рифовые постройки, по данным А. И. Антошкиной [2003], возникли в позднем ордовике (ныне – средний катий). Собственно, рифообразование в узком смысле этого термина началось и достигло максимума в прагиене. Сейчас это территория Западного Урала.

Если в ордовике-силуре дифференциация морского бассейна по глубине была очень незначительна, обособлялись лишь отмельные и несколько более глубоководные зоны, то в девоне, особенно позднем, в пределах шельфа Уральского палеоокеана на территории современной Печорской синеклизы разделение по глубине оказалось весьма значительным. Здесь существовало несколько достаточно глубоких депрессий с накоплением относительно глубоководных глинисто-кремнисто-карбонатных отложений (Ижма-Печорская, Верхнепечорская, Большесынинская, Денисовская, Хорейверская субмеридиональные и несколько отличающиеся по ориентировке Косью-Роговская и Коротаихинская впадины) и разделяющих их поднятий отмелей (Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы, валы Сорокина, Гамбурцева, гряды Чернова и Чернышова), где отлагались светлые

существенно биокластовые известняки (рис. 1). Именно эта дифференциация — подчеркнем: не только чисто тектоническая, но и палеогеоморфологическая — обусловила наряду с развитием биоты, в том числе рифостроителей, активное рифообразование.

На границе этих двух фациальных зон формировались краевые рифы асимметричного профильного сечения. Иногда в самих депрессиях тоже развивались одиночные относительно глубоководные симметричные рифы. Рифы обоих типов в ряде случаев содержат залежи нефти, поэтому подробно изучены и описаны (см., например, [Меннер и др., 1991]).

Среди асимметричных рифов, сформированных на склонах карбонатных отмелей, можно отметить франские рифы Северо-Командиршорской, Командиршорской площадей, рифы Сотчемью, Западно-Аресский, Северо-Аресский и др. Примером одиночных изолированных рифов является постройка Исаковской площади размером 6.5.4 км и др., а также "изолированные банки" — Сандивейская, Веякская, Седъягинская и др.

Соотношение отмелей — банок с карбонатонакоплением, обрамленных рифовыми постройками и относительно глубоководных зон, а также положение "внутрибассейновых" одиночных рифов в схематическом виде изображено на рис. 2, конкретный профильный разрез в качестве иллюстрации приведен на рис. 3, а более обширный материал есть в упомянутых публикациях.

Кроме рифов, созданных каркасными и вообще скелетными организмами ("истинных рифов" и "рифовых холмов" В. Кисслинга и Э. Флюгеля),



Рис. 3. Палеогеологический профиль Харьягинского участка асимметричной рифовой системы ([Меннер, 1989] с упрощениями)

1–5 – мелководно-шельфовая зона: 1 – карбонатные толщи, 2 – узловатые известняки, 3 – карбонатно-глинистые толщи и пачки, 4 – банки интракластовых известняков, 5 – онколитовые известняки; 6 – красноцветность; 7 – рифогенные образования; 8 – отложения предрифового склона; 9 – отложения депрессионных фаций; 10, 11 – толщи заполнения: 10 – глинистые, 11 – карбонатно-глинистые; 12 – поверхности размывов и стратиграфических перерывов; 13 – зоны резких литофациальных замещений; 14 – интервалы коллекторов; 15 – залежи нефти; 16 – разрезы скважин; 17 – глубина по скважине, м.

в палеозойском разрезе широко представлены морфологически выраженные постройки, известные как "иловые холмы". Подобные образования фаменского яруса нередко надстраивают "истинные рифы" или, чаще, располагаются на их склонах. Последнее показано, в частности, на рис. 3.

Что касается глобального поздневизейскосерпуховского этапа рифообразования, то какие-либо достоверные сведения о нем непосредственно в пределах синеклизы отсутствуют. Не исключено, что это обусловлено в общем плоским, слабо дифференцированным рельефом дна покрывающих эту структуру морей, что никак не способствовало, а точнее, делало невозможным само рифообразование. Рифы этого возраста известны лишь в пределах Полярного Урала на границе синеклизы с палеоокеаном. Строителями этих рифов были мшанки, ругозы, водоросли. Здесь же обитали многочисленные фораминиферы, брахиоподы, криноидеи, микробные сообщества [Антошкина, 2003].

Сложнее обстоит дело с объектами последнего палеозойского – раннепермского этапа рифообразования. Дело в том, что в карбонатных отложениях этого возраста в пределах синеклизы открыта серия нефтяных месторождений, а нефтегазоносные карбонатные отложения очень часто без достаточных оснований, а нередко и вовсе без таковых, относят к рифовым. Залежи углеводородов в пермских отложениях этой провинции, действительно, локализованы в карбонатных органогенных породах с достаточно разнообразной биотой, в том числе рифостроящей. Однако такой важный и характерный геоморфологический показатель рифа, а именно наличие четко выраженного холмовидного облика карбонатных отложений, отсутствует. Все графические построения, отражающие существование морфологических геологических тел, выполняются со значительным искажением вертикального и горизонтального масштабов, что и создает видимость подобного холмовидного тела.



Рис. 4. Схематическая литолого-фациальная карта (а) и схематический литолого-фациальный профильный разрез (б) ассельско-сакмарских отложений северной части Колвинского магавала Печорской синеклизы ([Кузнецов, Оленова, 2012] с изменениями)

1 – скважины, 2 – изогипсы мощности ассельско-сакмарских отложений, 3 – граница фациальных зон, 4 – известняки микрозернистые с органогенным детритом, 5 – известняки биокластовые с яснокристаллическим кальцитовым цементом, микрозернистые с органогенным детритом, 6 – известняки биогермные, 7 – линия профильного разреза.

Значительные углы наклона карбонатного комплекса обусловлены практически двухсоткратным различием вертикального и горизонтального масштабов. На самом деле это очень уплощенная линза, причем несколько большей мощности и с более обильными органическими остатками на поднятиях. Это нормальный итог обычной карбонатной седиментации, когда на более мелководных участках с большим освещением более активно развита флора, а отсюда и фауна. И, соответственно, широко развиты органогенные, в том числе биоморфные, разности известняков.

В качестве примера подобных образований на рис. 4 показано строение одного из участков северной части Колвинского мегавала.

В раннепермское время здесь существовала локальная тектоническая структура, которая морфологически была выражена наличием небольшой отмели, где в условиях большей освешенности более активно развивались фототрофные сообщества, а вместе с ними – и потребители. Естественно, в итоге это привело к активной карбонатной седиментации с образованием биоморфных и биогермных известняков, созданных сообществом тубифитов, различных водорослей, палеоаплизин, и, соответственно, их органогенно-обломочных разностей с обильными остатками фораминифер и разнообразного органогенного детрита. На склонах отмели в большей степени формировались детритовые и частично микрозернистые разности, что свойственно спокойным гидродинамическим режимам, реализующимся в склоновых обстановках с отсутствием при этом грубообломочных карбонатных пород. Морфологическое выражение подобных отмелей было крайне незначительно, углы наклона не превышали градуса. Другими словами, из трех, повторим, обязательных составляющих показателей рифов – наличия остатков соответствующих организмов, созданных ими литологических типов известняков и морфологического выражения в виде четко обособленных холмовидных карбонатных тел последний отсутствовал, а подобные тела можно отнести в лучшем случае к сильно уплощенным биостромным массивам.

Современная структура поверхности карбонатного комплекса нижней перми — это результат последующих тектонических процессов, которые и обусловили наличие поднятия и, повторим, тектонически обусловленное морфологическое выражение этого участка, амплитуда которого не менее чем в пять раз больше, чем это могло быть в результате процессов седиментации.

Таким образом, завершая рассмотрение процессов рифообразования в пределах Печорской синеклизы, следует констатировать, что при отсутствии сколько-нибудь существенного субаквального рельефа рифовые сооружения в строгом значении этого понятия в пермское время здесь не формировались.

РИФЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Переходя к юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, следует сразу же отметить, что обсуждаются рифы не только самой Прикаспийской впадины и ее непосредственно бортового уступа, но, в определенной степени, и прилегающие к ней области Нижнего Поволжья и южной части Оренбургской области. Сама впадина рассматривается как краевое котловинное море Уральского палеоокеана [Кузнецов, 2000a, 2007].

Возможность развития рифов в этом регионе стала обсуждаться с начала шестидесятых годов прошлого века [Грачевский, 1961; Леонтьев, 1960] и практически тогда же были изучены и описаны одиночные среднедевонские образования на ее западном и северо-западном обрамлении [Машкович, Ваваева, 1962]. Это куполовидные, реже плосковершинные одиночные рифы верхов эйфельского и живетского ярусов, которые развиты среди относительно (подчеркнем: относительно!) более глубоководных отложений в терригенно-карбонатной платформенной (автохтонной, по работе [Шатский, 1960]) формации среднего девона. Существенно более интенсивное рифостроение как по распространенности, так и по мощности сооружений отмечено во франском веке, когда формировались рифы двух типов – в виде определенной цепочки на перегибе от мелководных к глубоководным областям и отдельных сооружений непосредственно в самой впадине. Среди первых можно отметить Бахметьевский, Жирновский, Западно-Линевский, Коробковский и другие по западному обрамлению впадины, одиночные изолированные рифы Котовский, Мирошниковский, Макаровский, Овражный, Петровский, Памятно-Сасовский и др. в западной части Прикаспийского котловинного моря [Новиков и др., 1988, 1994], а также рифы Рубежинско-Перелюбского залива этого моря [Вилесов, 2015; Вилесов и др., 2019].

Локализация отдельных рифов как асимметричных на бровке шельфа, так и одиночных относительно симметричных непосредственно в глубоководном бассейне, как правило, происходит на сводах местных тектонических структур, которые морфологически выражены



Рис. 5. Схематическая литолого-фациальная карта зоны развития рифов Новокоробковского (I) и Котовского (II) бортовой зоны Прикаспийской впадины (а), структурная карта кровли (б) и схематические профильные разрезы (в) евланово-ливенских отложений Котовского месторождения

в – палеогеоморфологическое положение относительно уровня моря (a) и современное положение (б); 1 – рифы,

2 — мелководные известняки, 3 — глины, 4 — глинисто-карбонатные депрессионные отложения, 5 — трещиноватость, 6 — водонефтяной контакт.

в рельефе морского дна. В качестве примера можно указать верхнефранский Котовский риф (рис. 5), который сформировался на тектонической структуре, в общем, секущей бортовой уступ, и, соответственно, его осевая часть пересекает под острым углом бровку шельфа, а сам риф развит как на мелководной, так и в пределах глубоководной части водоема. На севере рифовая постройка тесно связана с мелководными шельфовыми отложениями. Южнее риф формировался уже в относительно глубоководной части водоема и морфологически четко отделяется от мелководного шельфа. В связи с этим в поперечном к простиранию рифа сечении на севере риф незначительно возвышался над дном мелководного шельфа, а на юге уже отделен от него существенно более глубоководным заливом, в котором формировались кремнисто-карбонатноглинистые депрессионные отложения. Таким образом, этот риф с одной стороны, является краевым, прислоненным к мелководной части

водоема и обрамляющий глубоководный бассейн, а с другой — уже внутрибассейновым, значительно выдвинутым в бассейн и окруженным со всех сторон глубоким морем. Современная же структура поверхности определяется в значительной степени последующими тектоническими движениями.

Фаменские постройки в виде иловых холмов известны по обрамлению котловинного моря на бровке шельфа, где они обычно "надстраивают" франские рифы. Подобные образования вскрыты бурением на Воскресенской, Романовской, Ерусланской, Ершовской, Саратовской и других площадях в пределах Саратовского Поволжья [Яцкевич, 1975].

Сложнее обстоит дело с девонскими рифами восточной и, тем более, центральной части Прикаспийского котловинного моря. Они либо развиты в виде одиночных глубоко погруженных ныне внутрибассейновых образований и пока


Рис. 6. Стратиграфический профильный разрез одиночного симметричного рифа Тенгиз ([Kenter et al., 2006] с изменениями)

1 – нерифовые известняки; 2 – рифовое сооружение; 3 – соленосная толща.

не зафиксированы сейсмическими работами, либо их формирование на бровках мигрирующих к востоку блоков современного Устюрта было ограничено и не установлено. Не исключено, что подобные асимметричные постройки на западном обрамлении карбонатного шельфа все же были на площадях Кенкияк и Жанажол, но это требует специального дополнительного исследования.

Более подробное описание девонского рифообразования Прикаспийской впадины и ее обрамления дано в работах [Кузнецов, 2000а, б, 2007; Кузнецов, Журавлева, 2018].

Следующий глобально выраженный цикл палеозойского рифообразования — поздневизейскосерпуховской — в пределах Прикаспийского котловинного бассейна выражен уже весьма отчетливо и, видимо, наиболее внятно для всей Восточно-Европейской платформы.

С этими образованиями на востоке впадины связаны крупные месторождения углеводородов, поэтому исследуются казахстанскими геологами в содружестве со специалистами западноевропейских и американских компаний, что обусловило определенное терминологическое своеобразие при характеристике и описании этих образований. В частности, атоллы и атолловидные сооружения сейчас фигурируют как изолированные платформы с рифовым обрамлением, что, однако, никак не меняет сути явления.

Кроме изолированных внутрибассейновых рифов имеются и асимметричные рифы, осложняющие, в частности, северный бортовой уступ. Таковы, например, рифовые постройки Ростошинской и Дарьинской площадей, а также Лободинской, Западно-Ровенской, Ершовской, Южно-Ершовской, Карпенской и других площадей западного обрамления Прикаспийского котловинного моря. Рифостроителями этих объектов, равно как и внутрибассейновых рифов, были разнообразные водоросли и мшанки, обильны также остатки других скелетных организмов.

В северной прибортовой зоне расположено крупное газоконденсатное месторождение Карачаганак в пределах одноименного рифа. Это сооружение начало формироваться на бровке карбонатного шельфа Восточно-Европейской платформы в среднем визе – серпухове и представляло собой крупный атолловидный риф общей мощностью порядка 600 м и площадью около 300 км². Сооружение имеет субширотное простирание, в целом параллельное отмеченной карбонатной бровке. Главными строителями были разнообразные водоросли и мшанки с обильными остатками других организмов фораминифер, иглокожих, брахиопод и др. Средний и поздний карбон – время перерыва мелководного осадконакопления практически по всей акватории Прикаспийского бассейна.

На востоке и юго-востоке в это время формировалась серия крупных изолированных рифов – Тенгиз, Королевский, Каратон, Башенколь и др. В качестве примера на рис. 6 показано профильное сечение Тенгизского массива, размеры которого примерно 17.23 км и который, как отмечено ранее, использует западная терминология. Этот объект сейчас называется карбонатной платформой, причем несколько разного строения в разных стратиграфических интервалах. Визейские биогермные известняки

Тои)Xa		. Bo3p., LIET	Печор синек	оская лиза	Прикаспийская впадина			
Пер	Эпс	Век	A6c MJH	Рифы	Иловые холмы	Рифы	Иловые холмы		
	Татарская		251.9						
ий	Биар- мийская		205.0						
ICKI			270.6						
epw	При-								
Ē	ская								
			202.0			1			
75	Поздняя		293.9						
HbIÌ	Средняя								
IdIt			318.1						
ноуго									
	Ранняя								
Meł									
Ka									
	Поздняя		359.2						
аий									
HCF									
CBO	Средняя								
т									
	Ранняя			\leq					
	Портина		416.0	\rightarrow					
у- сий	поздняя			5					
йсь	Ранняя								
ри									
×	Поздняя		443.7						
КИЙ									
1KC	Средняя								
OBI									
тdС	Ранняя		488 3						

Рис. 7. Стратиграфическое распределение рифов и иловых холмов Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины

("столовый" риф) покрывают всю изолированную платформу, а в серпухове сформировались, по крайней мере, две фациальные области собственно рифовое обрамление и внутририфовая лагуна (см. рис. 6).

Наконец, завершающий палеозой, опять-таки глобальный этап интенсификации рифообразования, — позднекаменноугольно-раннепермский, или, более узко и конкретно, ассельско-сакмарский – широко представлен в Прикаспийской впадине. Это прежде всего серия рифов западной и северной бортовой зоны – Сарпинско-Тингутинский, Карпенский, Краснокутский, Ершовский и Южно-Ершовский, Ждановский, Мавринский, Лугово-Пролейский, Токаревский, Цыганковский, Гремяченский, Ростошинский, Северо-Карповский, Дарьинский, Федоровский и др. [Васильев и др., 1973; Кузнецов, Хенвин, 1969; Исказиев и др., 2019; Урусов и др., 1965 и др.]. В самой впадине, что важно, в виде изолированного сооружения формировался риф на площади Карачаганак, надстраивая атолловидное сооружение визе-серпуховского времени.

Следует отметить, что кроме самого Прикаспийского котловинного моря и бровки ограничивающих его шельфов, небольшие одиночные рифы формировались и в пределах самих обрамляющих глубокое море шельфов. Таковы, например, рифы Приволжской моноклинали западного шельфа Прикаспийского глубоководного моря — Уметский, Южно-Уметский, Антиповский [Кузнецов, Хенвин, 1967, 1969].

К середине артинского века началось замыкание Уральского палеоокеана и формирование Уральского складчатого комплекса и горных сооружений. Одновременно складчатость и горообразование на юге привели к образованию кряжа Карпинского и горно-складчатых сооружений Мангышлака, что в целом изолировало краевое Прикаспийское котловинное море Палеоазиатского океана, или, в глобальном масштабе, Палеотетиса. Следствием этого стало прекращение водообмена с Мировым океаном, резкое повышение солености, и, по сути дела, с артинского века биогенное карбонатонакопление, в частности рифообразование, здесь прекратилось.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РИФОСТРОЕНИЯ ДВУХ РЕГИОНОВ

Прежде чем начать сравнение и обсуждение рифов и характера рифообразования Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины, следует кратко повторить сведения об этих структурах или, точнее, их происхождении. Последнее особенно касается Прикаспийской впадины, относительно возникновения и истории развития которой существует несколько схем. Без повторов и комментариев этих представлений в нашей работе принят вариант происхождения впадины за счет раскола и выдвижения жесткого блока [Кузнецов, 1998, 2000а].

В раннем палеозое, точнее, видимо, в ордовике, произошел раскол континентального блока (одно из названий которого – Скифия) и начал формироваться Палеоазиатский и, как часть его, Уральский палеоокеан. При этом в северной и центральной частях (в современном положении) Восточно-Европейской платформы это отделение произошло по более или менее прямой линии, а на юге – по системе трехлучевых разломов — Пачелмского авлакогена, субширотного Новоалексеевского и субмеридионального Сарпинского авлакогенов (по некоторым авторам, см., напр., [Крылов и др., 1964]) произошло выдвижение жесткого блока, каким стал Устюртский массив, и на этом месте возникла глубоководная впадина — краевое котловинное море Уральского палеоокеана. О связи этого моря с палеоокеаном свидетельствует, например, наличие на западном борту Прикаспийской впадины девонской фауны Уральского типа [Карпов и др., 1959, 1962].

Одним из следствий подобного выдвижения жесткого блока Устюрта было резкое снижение вертикальной нагрузки и, как следствие, согласно законам изостазии, общий подъем юго-восточной окраины платформы. Последнее обусловило смыв осадочного чехла, который к тому времени здесь образовался, денудацию кровли кристаллического фундамента, и этот материал, хотя бы частично, заполнил образовавшуюся впадину, которая к девону, когда осадконакопление на платформе возобновилось, оставалась глубоководной.

Таким образом, на юго-востоке Восточно-Европейской платформы существовало глубоководное котловинное краевое море, непосредственно связанное с Уральским палеоокеаном или, в более общей форме, Палеотетисом и обрамляющие это море шельфы. Рифообразование в той или иной форме с той или иной интенсивностью осуществлялось в самом море в его глубоководной части, по бровкам обрамляющего его шельфа, а также на самом шельфе.

В полном соответствии с глобальной историей рифообразования интенсификация последнего происходила в среднем девоне — фране, но последнее, как отмечено ранее, известно пока только на западе Прикаспийской впадины, а также в позднем визе — серпухове и ранней перми.

Принципиально иная картина на северовостоке платформы, в пределах Печорской синеклизы, которая представляла собой шельф Уральского палеоокеана, иногда в той или иной степени дифференцированный по глубине. В раннем палеозое это был в целом очень мелководный и мало меняющийся по глубине водоем, что не способствовало формированию рифов. Однако они формировались на окраине шельфа в позднем ордовике, позднем аэроне, позднем венлоке – раннем лудфордии, позднем лохкове – прагиене – раннем эмсе. В девоне ситуация поменялась. Дифференцированные тектонические движения привели к довольно резкому расчленению рельефа дна Печорского бассейна с образованием разнородных структур — впадин и разделяющих их поднятий (подробнее см. ранее). На границе этих структур формировались линейно-вытянутые краевые рифы асимметричного поперечного сечения, реже развивались одиночные рифы внутри отмеченных депрессий.

Вообще конец девона — начало карбона — время активизации тектонических движений и, соответственно, разделения по глубине субаквального рельефа всей восточной половины Восточно-Европейской платформы. Вне рассмотренных здесь Печорской синеклизы и Прикаспийской впадины в пределах разделяющей их Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в это время была сформирована система Камско-Кинельских прогибов с глубоководным осадкообразованием в позднем девоне — турне, с их рифовым обрамлением и одиночными рифами внутри этих прогибов.

Если, как только что отмечено, в позднем девоне разнонаправленные тектонические движения обеспечили значительную дифференциацию глубин, покрывающих восток платформы морей, что, в числе прочего и определило наличие здесь рифов, то в начале карбона ситуация стабилизировалась, дифференциация морского дна отсутствовала, соответственно, не развивалось и рифообразование.

Следующий глобальный цикл рифообразования — поздневизейско-серпуховской — четко проявился лишь в Прикаспийском море и его обрамлении. В Печорской синеклизе к тому времени субаквальный рельеф был, видимо, достаточно плоским, более или менее глубоководные участки водоема отсутствовали, и рифообразование в виде морфологически выраженных тел не развивалось. Однако в пределах Печорского Урала, Пайхойско-Новоземельской области, севера Восточного Урала они существовали [Кузнецов, Антошкина, 2005].

Выходя за географические рамки нашего сообщения, можно отметить, что визейскосерпуховской этап рифообразования был реализован, в отличие от северо-восточного угла платформы, в частности в пределах Донбасса, где существовал дифференцированный по глубине бассейн, что при наличии соответствующей биоты и определило наличие рифов [Кузнецов и др., 1978]. Это еще один убедительный пример того, что для рифообразования необходим комплекс условий, в том числе геоморфологическая дифференциация и наличие расчлененного по глубине водоема.

Аналогичная ситуация отмечается и для конца карбона — ранней перми. В Прикаспийской впадине — краевом котловинном море, на его бровках и частично на шельфе шло активное рифообразование, в то время как при существенно сглаженном рельефе Печорской синеклизы морфологически выраженных рифов в строгом понимании этого термина не было, существовали обширные слабо выраженные отмели, где накапливались карбонатные отложения существенно биоморфной и биокластовой структуры.

Таким образом, одно из трех обязательных условий рифообразования — наличие расчлененного субаквального рельефа — в Печорской синеклизе было реализовано только в девоне, что и определило развитие рифов только в этот период. В прилегающих же районах Урала, где субаквальный рельеф был дифференцированным, рифообразование началось раньше.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность анонимному рецензенту за сделанные замечания, учет которых немало способствовал более четкому изложению позиции авторов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИПНГ РАН (тема № 122022800270-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.

Васильев Ю.М., Кузнецов В.Г., Пименов Ю.Г., Прошляков Б.К. Новые данные о строении среднего-верхнего карбона – нижней перми северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 88–97.

Вилесов А. П. Верхнефранские рифы вахитовского типа (Оренбургская область): история формирования, особенности строения // Материалы VIII Всероссийского литологического совещания "Эволюция осадочных процессов в истории Земли". Москва, 27–30 октября 2015 г. М.: РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2015. С. 26–30. Вилесов А.П., Никитин Ю.И., Ахтямова И.Р., Широковских О.А. Франские рифы рыбкинской группы: фациальное строение, этапы формирования, нефтеносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 7. С. 4–22.

Грачевский М. М. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия // Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол. 1961. № 11. С. 16–18.

Жемчугова В.А., Маслова Е. Е. Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов нижнедевонских отложений восточного борта Хорейверской впадины (Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн) // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.

Журавлева И.Т., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г. и др. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения / Справочник. М.: Недра, 1990. 184 с.

Журавлева Л. М. Влияние биотического кризиса на границе франа—фамена на рифообразование в пределах Печорской синеклизы // Известия вузов. Геология и разведка. 2017. № 1. С. 30–36.

Ивановский А.Б., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г. и др. Этапность рифообразования в палеозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 19–23.

Исказиев К.О., Хафизов С.Ф., Ляпунов Ю.В. и др. Позднепалеозойские органогенные постройки Казахстанского сегмента Прикаспийской впадины. М.: ЛЕНАРД, 2019. 250 с.

Карпов П.А., Ляшенко А.И., Нечаева М.А., Шевченко В.И. Брахиоподы Уральского типа в девонских отложениях Сталинградской области // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 2. С. 359–361.

Карпов П.А., Назаренко А.М., Нечаева М.А., Шевченко В.И. Стратиграфия девонских отложений Доно-Медведицкого вала и Терсинской депрессии // Тр. Волгоград. НИИ нефтяной и газовой промышленности. Вып. 1. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 17–38.

Крылов Н.А., Авров В.П., Голубева З.В. Геологическая модель подсолевого комплекса и Прикаспийской впадины и нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 1994. № 6. С. 35–39.

Кузнецов В.Г. Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 2. С. 115–126.

Кузнецов В.Г. Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 5. С. 404–503.

Кузнецов В.Г. Некоторые особенности развития Прикаспийской впадины // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 2000а. С. 81–88.

Кузнецов В.Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000б. 228 с.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.

Кузнецов В. Г. Палеозойские рифы Прикаспийской впадины и их Нефтегазоносность. Статья 1. Геологическое развитие Прикаспийской впадины и распространение рифов // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 6–14.

Кузнецов В.Г., Абражевич Э.В., Слюсаренко В.И. Нижнекаменноугольные рифовые образования Северного Донбасса и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1978. № 7. С. 42–45.

Кузнецов В. Г., Антошкина А. И. Поздневизейскосерпуховский этап палеозойского рифообразования: география, строение, особенности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. № 4. С. 61–77.

Кузнецов В. Г. Журавлева Л. М. Фации отмели среди отложений овинпармского горизонта лохковского яруса. Нижний девон, Тимано-Печорская синеклиза // Литосфера. 2014. № 4. С. 22–35.

Кузнецов В.Г. Журавлева Л.М. Девонское рифообразование в обрамлении Прикаспийской впадины // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 432–443.

Кузнецов В.Г. Журавлева Л.М. Цикличность палеозойского рифообразования разных порядков // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 4. С. 26–36.

Кузнецов В.Г., Оленова К.Ю. Нижнепермские отложения северной части Колвинского мегавала (Тимано-Печорская плита) – литология, условия образования, строение резервуаров нефти и газа // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 376–398.

Кузнецов В.Г., Хенвин Т.И. Некоторые черты геологического строения Южно-Уметского рифа (Нижнее Поволжье) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. № 2. С. 21–25.

Кузнецов В.Г., Хенвин Т.И. К палеогеографии ранней перми Волгоградского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 127–135.

Леонтьев В. М. Возможность обнаружения рифов в карбонатной толще франского яруса в северной части Сталинградской области // Геология нефти и газа. 1960. № 10. С. 13–17.

Машкович К.А., Ваваева Л.Н. Среднедевонские рифовые массивы на территории Саратовского Поволжья // Геология нефти и газа. 1962. № 10. С. 47–50.

Меннер В. Вл. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.

Меннер В. Вл., Саяпина Л.С., Баранова А.В., Шувалова Г.А. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижнефаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ, 1991. С. 56–72.

Новиков А.А., Саблин А.С., Махонин В.М. и др. Новые данные о распространении рифогенных формаций Волгоградского Поволжья, классификация рифов и вопросы методики их поисков // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1988. № 6. С. 2–9.

Новиков А.А., Анисимов К.П., Саблин А.С. Перспективы открытия новых месторождений нефти во внутренней части Уметовско-Линевской депрессии // Геология нефти и газа. 1994. № 3. С. 16–19.

Урусов А.В., Кетат О.Б., Кольцова В.В. Об открытии рифовых фаций в пермских отложениях Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160. № 5. С. 1168–1171.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер геол. 1960. № 5. С 3–23.

Яцкевич С.В. Рифогенные образования девона Саратовского Поволжья // Литология и палеогеография рифогенных массивов. М.: Наука, 1975. С. 86–93.

Kenter J.A., Harris P.M., Collins J.E. et al. Late Visean to Bashkirian Platform Cyklicity in the Central Tengiz Buildup, Precaspian Basin, Kazakhstan: Deposition Evolution and Reservoir Development // Giant Hydrocarbon Reservoirs of the World from Rocks to Reservoir Characterization and Modeling // AAPG Memoir 88. SEPM Special publication. 2006. P. 7–54.

Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef Maps: Evaluation of a reef Comprehensike Database on Fanerozoic Reefs // AAPG Bull. 1999. V. 83. № 10. P. 1552–1587.

Kiessling W., Flügel E. Paleoreefs – Datebase on Phanerozoic Reefs // Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Special publication. 2002. № 72. P. 77–92.

PALEOZOIC REEF FORMATION IN THE PECHORA SYNECLISE AND THE CASPIAN BASIN – A COMPARATIVE ANALYSIS

V. G. Kuznetsov^{1, 2, *}, L. M. Zhuravleva^{1, **}

¹National University of Oil and GAS "Gubkin University", Leninsky prosp., 65, Moscow, 119991, Russia

²Oil and Gas Research Institute RAS, Gubkina str., 3, Moscow, 119333, Russia

* e-mail: vgkuz@yandex.ru ** e-mail: zhurawlewa.lilia@yandex.ru

In the two marginal depressions of the East European Platform, the Pechora syneclise and the Caspian depression, reef formations are widely represented, but the stratigraphic intervals of their development are far from equal. In the Pechora syneclise, reef formation began in the second half of the Llandoverian, reached its maximum in the Frasnian and was replaced by the development of reef hills in the Famennian. The structures are represented both as asymmetric reefs framing the shallow zones at their boundary with relatively deep paleobasins and in the form of single structures within the latter. The reefs of the next global maximums, the Late Visean-Serpukhovian and Lower Permian, are developed only marginally at the boundary with the Ural paleoocean and its relic, the Pre-Urals foreland basin.

In the Caspian basin, reefs of all three global maxima of development are present, and there are both asymmetric reef systems framing the shelf edges and symmetric intra-basin isolated structures.

Such difference is due to the different paleogeomorphological type of the basins. The Caspian basin was sharply differentiated in depth throughout the Middle and Late Paleozoic, which led to the formation of reefs rising above the bottom of these basins. In the Pechora syneclise, depth differentiation of the basins occurred only in the late Devonian. Generally weakly dissected shallow seas of the Visiean-Serpukhovian and early Permian did not provide conditions for the formation of powerful reefs protruding above the seafloor. The latter were formed only on the edge of the Ural paleoocean, and in the Permian – on the edge of the Pre-Ural foreland basin.

Keywords: Pechora syneclise, Caspian depression, shelf-edge reef, isolated intra-basin reef

УДК [552.513:552.143:551.242.22](571.63)

РАННЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 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 09.08.2023 г. После доработки 07.09.2023 г. Принята к публикации 08.09.2023 г.

В работе представлены результаты изучения вещественного состава терригенных пород из ранне-среднепермских отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна Юго-Западного Приморья. Исследования проводились в целях реконструкции палеогеодинамических обстановок накопления изученных отложений, а также определения тектонического типа и состава материнских пород источников питания. Установлено, что по своим минералогогеохимическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или породами first cycle, соответствуют аркозам и, лишь частично, субаркозам и лититовым аренитам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование проходило за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород источников питания. Палеогеодинамическая интерпретация полученных данных свидетельствует, что в ранней и средней перми осадконакопление происходило в бассейнах пассивной континентальной окраины, которыми являются внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены. Основное влияние на процессы осадконакопления оказывали континентальные источники питания: кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Размывались, главным образом, кислые изверженные и метаморфические породы при участии древних осадочных образований. Проведенное U-Pb-изотопное датирование детритовых цирконов позволило установить возраст и возможное расположение магматических комплексов, за счет разрушения которых формировались отложения свиты.

Ключевые слова: Лаоелин-Гродековский террейн, пермь, терригенная порода, вещественный состав, источник питания, обстановка формирования **DOI:** 10.31857/S0024497X24010072

При геологических исследованиях в Центрально-Азиатском складчатом поясе, восточное окончание которого протягивается в южную часть Приморского края, основное внимание геологами уделяется изучению магматических и метаморфических комплексов, их петрологии и происхождению [Крук и др., 2015, 2018; Ханчук и др., 2022; Смирнов и др.2016; Сорокин и др., 2007]. При этом исследований достаточно широко развитых здесь разнотипных и разновозрастных терригенных серий практически не проводилось. Вместе с тем, их комплексное изучение, с использованием широкого спектра современных высокоточных аналитических методов исследований, может позволить на основе палеореконструкции состава и возраста пород питающих провинций, а также

геодинамических обстановок седиментации более корректно проследить этапы эволюции всего складчатого пояса.

В современной тектонической структуре южной части Дальнего Востока России выделяется ряд палеозойских-раннемезозойских террейнов, образующих восточное окончание Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяющего Сибирский и Сино-Корейский кратоны [Геодинамика..., 2006; Парфенов и др., 2003; The Central..., 2015]. Среди из этих террейнов особо выделяется Лаоелин-Гродековский, являющийся одной из важнейших тектонических структур всей восточной окраины Евразийского континента, поскольку, по имеющимся представлениям, он считается фрагментом позднепалеозойскойраннемезозойской активной окраины [Голозубов] и др., 2021] и является восточным окончанием Солонкерского орогенного пояса [Парфенов и др., 2003]. Вместе с тем, по полученным нами предварительным данным [Малиновский, 2021], его ранне-среднепермские терригенные отложения, относяшиеся к решетниковской свите, вероятно формировались в бассейне, связанном с обстановками пассивной континентальной окраины. В связи с этим, цель данной публикации – показать особенности вещественного состава терригенных пород решетниковской свиты, а также на основании его интерпретации достоверно установить геодинамическую обстановку формирования ее отложений и породный состав источников питания.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Лаоелин-Гродековский террейн расположен в юго-западной части Приморского края, образуя узкий (шириной до 80 км) блок, вытянутый на 300 км вдоль границы с Китаем и частично переходящий на его территорию, где он выделен в ранге складчатой зоны Яньбянь [Голозубов, Ханчук, 2021; Ханчук и др., 2022] (рис. 1а).

Террейн представляет собой складчатую структуру, образованную мозаикой разновозрастных блоков, сложенных нижнесилурийскими и пермскими терригенными и вулканогенными образованиями, пронизанными позднепермскими и раннетриасовыми гранитоидными интрузиями. Породы сложно дислоцированы, образуя складки северо-восточного и меридионального простирания, и разбиты многочисленными разрывными нарушениями разных порядков, вдоль которых многократно происходили движения в обстановках менявшихся направлений регионального сжатия [Геодинамика..., 2006; Геология..., 1995]. Палеозойские отложения с угловым несогласием перекрыты верхнетриасовыми вулканогенно-осадочными и терригенными, часто угленосными образованиями.

Ранне-среднепермская решетниковская свита была выделена в 1959 г. Н. М. Органовой и Н. М. Криволуцким в северной части террейна



Рис. 1. Схема расположения Лаоелин-Гродековского террейна в геологической структуре Юго-Западного Приморья

(а) – геологические карты исследованных районов, (б) – северная и (в) – южная части террейна, (г) – сводная стратиграфическая колонка ранне-среднепермских отложений решетниковской свиты.

1–4 – террейны: 1 – Лаоелин-Гродековский, 2 – раннепалеозойского Бурея-Цзямусы-Ханкайского орогенного пояса (супертеррейна), 3 – раннепалеозойской активной окраины, 4 – мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 5–11 – свиты: 5 – казачкинская (P_1kz), 6 – решетниковская (P_2rs), 7 – барабашская (P_2br), 8 – тальминская (T_3tl), 9 – галёнковская (K_1gl), 10 – усть-суйфунская (N_1us); 11 – четвертичные отложения (Q); 12 – граниты и гранодиориты: *a* – позднепермские (γP_3), *б* – раннетриасовые (γT_1); 13 – разломы; 14 – элементы залегания; 15 – место отбора пробы на U–Pb-геохронологическое датирование детритовых цирконов и ее номер; 16 – конгломераты и гравелиты; 17 – песчаники; 18 – алевролиты и аргиллиты.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

в районе с. Решетниково (кл. Могильный) [Геология.... 1969]. В этой части террейна. где отложения свиты наиболее широко распространены, она нами была изучена в бассейнах рек Решетинки и Комиссаровки (см. рис. 1б). Значительное распространение свита получила и в южной части террейна, где изучена на правобережье р. Барабашевки и вдоль ее притока руч. Артиллерийского (см. рис. 1в). Свита согласно залегает на вулканитах раннепермской казачкинской свиты, а сверху, с несогласием и размывом, перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями среднепермской барабашской свиты. Нижняя часть свиты (см. рис. 1г) сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками, содержащими прослои алевролитов и аргиллитов, а также отдельные горизонты и линзы конгломератов и гравелитов. Верхняя часть состоит из переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, содержащих редкие маломощные прослои мелкозернистых песчаников. Общая мощность отложений свиты достигает 2100 м. Возраст свиты установлен на основании находок брахиопод, двустворок, криноидей, спикул губок и флористических комплексов [Бурого, 1990; Зимина, 1977; Котляр и др., 2003].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннесреднепермские терригенные отложения решетниковской свиты, изученные в южной и северной частях Лаоелин-Гродековского террейна. Изучались в основном песчаники — породы наиболее информативные в плане выяснения типа и состава источников питания, а также геодинамических обстановок формирования отложений. Как дополнительные привлекались данные по составу глинисто-алевритовых пород. Каменный материал был отобран из естественных обнажений, располагающихся в бортах и береговых обнажениях рек Решетинки, Комиссаровки, Барабашевки, руч. Артиллерийского, а также вдоль автомобильных дорог и в карьерах.

При отборе проб для аналитических исследований выбирались образцы, меньше всего затронутые вторичными преобразованиями, что в дальнейшем контролировалось их изучением в шлифах. Петрографические исследования, определение и подсчет содержаний основных породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов в песчаниках осуществлялись традиционными, многократно апробированными методами, детали которых приведены в целом ряде публикаций [Малиновский, 2010; Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987 и др.]. Определения содержаний петрогенных элементов проводились на атомно-эмиссионном спектрометре iCAP 7600 Duo (Thermo Electron Corporation, США) с индуктивно связанной плазмой. Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) устанавливались на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с (Agilent Techn., США) методом плазменной спектрометрии (ICP-MS). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Аналитики П.Д. Гасанова, Г. А. Горбач, 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 нижней части решетниковской свиты, обнажающейся в правом борту руч. Артиллерийский, была отобрана проба Р-53 (43°12'51.92" с.ш. и 131°21'44.30" в.д.). Предварительная пробоподготовка и выделение обломочных цирконов проведены в лаборатории региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Цирконы извлекали с помощью тяжелой жидкости (бромоформ), 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 JXA-8100, оснащенного катодолюминесцентным детектором, в режиме катодолюминесценции (CL) были изучены морфология и внутреннее строение зерен циркона, а также выбраны точки для проведения изотопных измерений. U-Pbизотопное 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, 2016].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Для достоверного определения тектонического типа и состава исходных пород областей питания, а также выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна решающее значение имеет комплексное, детальное изучение вещественного состава слагающих ее песчаных и глинисто-алевритовых пород. Для этого были изучены состав, содержание и соотношение в песчаниках породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов, геохимические особенности песчаных и глинистоалевритовых пород, а также U–Pb-возраст детритовых цирконов.

Исследованные песчаники – от среднедо крупнозернистых, гораздо реже встречаются мелкозернистые разности. Породы имеют слабую либо среднюю степень сортированности обломочного материала, которая по мере увеличения зернистости ухудшается. Зерна обычно угловато-окатанные и полуокатанные, реже – угловатые и окатанные, чаще всего изометричные. Цемент, занимает 5-15% объема пород, обычно порово-пленочный, реже базальный и регенерационный, по составу кремнистослюдистый, слюдисто-хлоритовый. В обломочной части преобладает кварц, содержание которого колеблется от 40 до 48%. Как правило, это монокристаллические разности с волнистым погасанием, происходяшие из кислых эффузивов, либо поликристаллические с изрезанными лапчатыми контурами зерна, свойственные для гранитоидов. Полевых шпатов в песчаниках от 25 до 37%. Преобладают вытянутые, таблитчатые, реже изометричные зерна кислых плагиоклазов – альбита и олигоклаза (65-80% всех полевых шпатов). Калиевых полевых шпатов от 12 до 30%. Это в основном изометричные пелитизированные зерна ортоклаза, значительно реже встречается решетчатый микроклин. Основные и средние плагиоклазы крайне редки. Среди обломков пород, количество которых в сумме составляет 15-45%, доминируют кислые эффузивные, интрузивные и, меньше, метаморфические породы (содержание каждой из этих групп в отдельных пробах достигает 45%). Еще более редки обломки кремнистых и терригенных пород. По классификации В. Д. Шутова [1967], песчаники относятся к полевошпатовым аркозам и, частично, полевошпатово-кварцевым грауваккам (рис. 2).

В глинисто-алевритовых породах свиты содержание алевритового материала, в зависимости от типа породы, изменяется от 5 до 60–70% объема. Породы обычно обладают средней либо хорошей степенью сортировки обломочного материала. Иногда они слоистые за счет тонких, часто линзовидных прослойков песчаного материала. Алевритовые зерна обычно изометричные, угловатые и угловато-окатанные. По составу обломочная часть глинисто-алевритовых пород близка песчаникам и представлена кварцем,



Рис. 2. Классификационная диаграмма типов песчаных пород из отложений решетниковской свиты [Шутов, 1967]

Поля типов песчаников: 1–4 – кварцевые песчаники (1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекластитокварцевые, 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 – кварцевополевошпатовые граувакки; 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы.

полевыми шпатами, обломками кислых изверженных пород, кварцитов, сланцев, кремней, тонкозернистых осадочных пород, биотитом и рудными минералами. Основная связующая масса глинисто-серицитовая иногда глинистокремнистая, чешуйки слюды обычно ориентированы в одном направлении. Иногда в породах отмечаются тонкие обрывки углистого вещества.

В песчаниках свиты изучены состав, содержание и соотношение между отдельными тяжелыми обломочными минералами и их ассоциациями. Подсчитывались только обломочные минералы, а аутигенные из подсчета исключались, чтобы максимально надежно выявить состав и относительную роль различных источников питания. На рис. 3 показано соотношение между средним содержанием отдельных минералов.

В песчаниках свиты установлены две ассоциации тяжелых минералов. Наиболее распространена сиалическая ассоциация, связанная с разрушением кислых изверженных





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

и метаморфических пород: циркон, гранат, турмалин, сфен, рутил, апатит, анатаз, а также ильменит и лейкоксен, которые, в свою очередь, могут встречаться и в основных вулканитах. Сумма содержаний сиалических минералов составляет в среднем 75%, а в отдельных пробах достигает 100%. Основной минерал ассоциации – циркон, среднее содержание которого составляет 66%, в некоторых же пробах оно достигает 90–97%. Остальных минералов ассоциации значительно меньше: турмалина в отдельных пробах до 40%, ильменита и лейкоксена в сумме до 44%, граната, сфена и анатаза до 3%, апатита и рутила не более 1%.

Вторую, подчиненную (в сумме в среднем 25%), фемическую ассоциацию образуют минералы, происходящие из основных и ультраосновных магматических пород: хромит, магнетит, пироксен, амфибол, эпидот. Больше всего среди них хромита (в отдельных пробах до 40%), амфибола (до 5%) и магнетита (до 4%). Остальные минералы составляют первые проценты либо находятся в знаковых количествах. Присутствие среди минералов тяжелой фракции песчаников свиты этой ассоциации может указывать на участие в составе области питания пород основного и ультраосновного состава.

Рис. 4. Классификационная диаграмма lg(Na₂O/K₂O)–lg(SiO₂/Al₂O₃) для песчаных пород решетни-ковской свиты [Петтиджон и др., 1976]

По химическому составу (табл. 1) песчаные породы решетниковской свиты достаточно однородны, характеризуются высоким содержанием кремнекислоты, колеблющимся в диапазоне от 75.22 до 86.89% при среднем содержании 81.58%. Вместе с тем для песчаников свойственны низкие концентрации TiO₂ (0.15-0.68%), Al₂O₃ (6.93-13.72%), FeO+Fe₂O₃ (0.29-2.60%), MgO (0.14-0.45%) и СаО (0.02-0.53%). Кроме того, в песчаниках наблюдается свойственное аркозам преобладание К₂О над Na₂O (1.86-4.00% и 0.68-1.61% соответственно). На классификационной диаграмме Ф. Дж. Петтиджона и его соавторов [1976] (рис. 4), фигуративные точки составов песчаников образуют достаточно компактное поле, группируясь преимущественно в поле аркозов и лишь единичные пробы попадают в поля субаркозов и лититовых аренитов.

Химический состав глинисто-алевритовых пород (см. табл. 1), по сравнению с песчаниками, характеризуется пониженными содержаниями SiO₂ (64.86–75.21%, в среднем 68.62%), но более высокими – TiO₂ (0,38–0,93%), Al₂O₃ (12.46–17.80%), FeO+Fe₂O₃ (2.54–6.44%), MgO (0.59–1.49%) и CaO (0.21–1.12%), при этом K_2O еще более резко преобладает над Na₂O (2.79–5.97% и 0.96–2.30% соответственно).



Рис. 5. Диаграмма степени химического выветривания СІА–WIP для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты [Bahlburg, Dobrzinski, 2011] 1 – песчаные, 2 – глинисто-алевритовые породы.

Абсолютное содержание породообразующих оксидов в терригенных породах не только определяется минеральным составом их обломочной части, но и зависит от их "зрелости", т.е. степени химического выветривания материнских пород областей питания. Уровень "зрелости" пород определяется величиной гидролизатного модуля ($IM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO +$ + MnO) / SiO₂) [Юдович, Кетрис, 2000]. В песчаниках решетниковской свиты значения модуля невелики и изменяются от 0.08 до 0.21, при этом в глинисто-алевритовых породах они несколько выше (0.21-0.35), что связано с меньшим содержанием в тонкозернистых породах кварца и богатых кремнеземом обломков пород, но большим – глинистого вещества. Такие низкие значения гидролизатного модуля свидетельствуют о довольно высокой степени зрелости пород свиты и, соответственно, о значительной роли химического выветривания в областях сноса. О значительной степени выветрелости исходных пород свидетельствуют и достаточно высокие значения индекса химического изменения ($CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 +$ + CaO + Na₂O + K₂O)] \times 100) [Nesbitt, Young, 1982], колеблющиеся в песчаных породах от 61 до 71, в глинисто-алевритовых – от 52 до 73, а также низкие величины индекса выветривания ($WIP = 100(2Na_2O / 0.35 + MgO/0.9 + 2K_2O / 0.9 + 2K$ 0.25 + CaO / 0.7)) [Parker, 1970], изменяющиеся соответственно от 23 до 48 и от 41 до 65. Все это в целом свидетельствует о преобладании в составе палеоводосборов геохимически "зрелых",

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

	Песчаные	Глинисто-			
Элемент	породы	алевритовые породы			
	<i>n</i> = 42	n = 18			
SiO	<u>75.22–86.89</u>	64.86-75.21			
5102	81.58	68.62			
TiO	<u>0.15–0.68</u>	<u>0.38–0.93</u>			
1102	0.35	0.69			
Al ₂ O ₃	<u>6.93–13.01</u>	12.46 - 17.80			
2 5	10.31	15.28			
Fe_2O_3	$\frac{0.05 - 1.61}{0.60}$	$\frac{1.22-3.60}{2.20}$			
-	0.00	0.02.2.84			
FeO	0.56	$\frac{0.92-2.84}{2.92}$			
	0.02-0.06	0.02-0.15			
MnO	0.01	$\frac{0.02 - 0.15}{0.06}$			
MO	0.14-0.45	0.59-1.49			
MgO	0.28	0.91			
$C_{2}O$	0.02-0.53	0.21-1.12			
CaU	0.14	0.41			
Na ₂ O	<u>0.68–1.61</u>	<u>0.96–2.30</u>			
1 (4)20	1.33	1.38			
K ₂ O	$\frac{1.86-4.00}{2.85}$	$\frac{2.79-5.97}{4.21}$			
2	2.83	4.21			
P_2O_5	$\frac{0.02-0.03}{0.05}$	<u>0.09–0.29</u> 0.17			
	0.05	0 24-1 18			
H ₂ O	0.29	0.57			
	0.48 - 2.27	0.84-4.86			
п.п.п.	1.47	3.52			
ГМ	<u>0.08–0.21</u>	0.21-0.35			
1 111	0.15	0.30			
ФМ	<u>0.01–0.04</u>	<u>0.04–0.11</u>			
	0.02	0.08			
ТМ	$\frac{0.019 - 0.045}{0.022}$	$\frac{0.024 - 0.051}{0.044}$			
	0.035	0.044			
ЖМ	0.04 - 0.21 0.11	$\frac{0.20-0.31}{0.26}$			
	0.11	0.20			
HKM	0.41	0.37			
	61-71	52-73			
CIA	65	65			
WID	<u>23–48</u>	<u>41–65</u>			
vv11 ⁻	38	53			

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %) в песчаных и глинисто-алевритовых породах решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна

Примечание. *п* – количество анализов. В числителе – минимальное и максимальное значение, в знаменателе – среднее.

в значительной степени выветрелых материнских пород (рис. 5) [Bahlburg, Dobrzinski, 2011].

Использование ряда литохимических показателей (модулей) позволяет судить о литогенной



Рис. 6. Модульные диаграммы для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000] *Условные обозначения:* см. рис. 5.

либо петрогенной природе изученных осадков, их петрографической принадлежности, составе и тектонической природе слагающих область размыва комплексов материнских пород [Летникова и др., 2011; Маслов и др., 2013; Медведева, 2019; Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000].

Величина фемического модуля ($\Phi M = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$), в значительной степени зависящая от содержания в терригенных отложениях продуктов гидролиза и кремнезема, позволяет распознавать среди песчаников граувакки и аркозы [Юдович, Кетрис, 2000]. По этому показателю (0.01–0.04) песчаники решетниковской свиты соответствует либо близки аркозам, что хорошо согласуется с высоким содержанием в них обломков кварца, гранитоидов, кремней и других кремнесодержащих пород. Глинисто-алевритовым породам присущи, как правило, более высокие значения ΦM [Юдович, Кетрис, 2000]. В нашем случае это правило

в целом хорошо подтверждается (ΦM от 0.04 до 0.11).

Величина титанового модуля ($TM = \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$), позволяющего судить о составе материнских пород областей питания, в песчаниках решетниковской свиты относительно невелика (0.019–0.045), что связано с преобладанием в составе материнских пород областей питания гранитоидов, отличающихся, в свою очередь, низкими значениями ТМ. В глинисто-алевритовых породах значения ТМ несколько выше (0.024–0.051), что обычно характерно для высококварцевых пород по мере усиления в них динамической сортировки обломочного материала.

Породы свиты обладают повышенными значениями модуля нормированной щелочности ($HKM = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$) (0.32–0.62), что, как правило, характерно для аркозов и объясняется широким развитием в них слюд, полевых шпатов, в том числе калиевых, и обломков

Элемент	Песчаные породы	Глинисто- алевритовые породы	Элемент	Песчаные породы	Глинисто- алевритовые породы	
	<i>n</i> = 42	<i>n</i> = 18		<i>n</i> = 42	<i>n</i> = 18	
Be	$\frac{0.02-2.47}{0.93}$	$\frac{1.27-2.63}{1,87}$	Pr	$\frac{3.84 - 9.00}{5.92}$	$\frac{7.27-10.44}{8.23}$	
Rb	<u>34.62–156.30</u> 102.81	<u>16.19–202,60</u> 88,72	Nd	$\frac{14.34 - 33.76}{21.58}$	<u>26.59–38.60</u> 31.04	
Cs	$\frac{0.78 - 3.96}{2.48}$	$\frac{0.30-6.83}{2.42}$	Sm	<u>2.94–6.58</u> 4.37	<u>5.29–8.25</u> 6.77	
Sr	$\frac{27.7 - 127.4}{66.4}$	<u>55.43–109.1</u> 93.06	Eu	$\frac{0.60-1.33}{0.91}$	$\frac{0.98 - 1.85}{1.36}$	
Ba	<u>178.9–746.1</u> 443.8	<u>258.5–857.7</u> 516.5	Gd	$\frac{1.51-6.07}{2.95}$	$\frac{5.35-7.67}{6.48}$	
Zr	$\frac{71.8 - 372.0}{198.8}$	<u>218.9–315.9</u> 290.1	Tb	$\frac{0.29 - 0.93}{0.48}$	$\frac{0.74 - 1.10}{0.92}$	
Nb	$\frac{4.01-12.52}{7.93}$	<u>12.57–21.57</u> 15.04	Dy	$\frac{1.80-4.44}{2.73}$	$\frac{4.33-6.37}{5.57}$	
Y	<u>11.08–25.46</u> 18.23	<u>28.03–41.05</u> 33.61	Но	$\frac{0.36 - 1.02}{0.57}$	<u>1.00–1.30</u> 1.17	
Sc	$\frac{1.70-9.80}{3.75}$	<u>6.40–16.76</u> 11.14	Er	$\frac{0.93 - 2.65}{1.67}$	$\frac{3.22-4.49}{3.57}$	
V	$\frac{10.43-57.22}{26.8}$	<u>27.43–62.09</u> 111.40	Tm	$\frac{0.16 - 0.48}{0.28}$	$\frac{0.43 - 0.65}{0.51}$	
Cr	<u>30.6–334.8</u> 181.3	$\frac{40.7-202.3}{89.7}$	Yb	<u>1.00–3.00</u> 1.87	$\frac{2.73-4.60}{3.47}$	
Со	$\frac{0.55-11.68}{3.92}$	<u>2.43–11.30</u> 5.83	Lu	$\frac{0.13 - 0.52}{0.30}$	$\frac{0.47 - 0.68}{0.54}$	
Ni	$\frac{0.70-25.24}{6.92}$	$\frac{2.80-26.23}{15.03}$	Hf	$\frac{1.58-9.30}{5.22}$	$\frac{5.97 - 9.04}{7.23}$	
Cu	<u>0.99–20.86</u> 11.20	<u>9.35–27.05</u> 15.98	Та	$\frac{0.20-0.94}{0.54}$	$\frac{0.68 - 1.42}{0.93}$	
Zn	$\frac{3.2-62.2}{33.6}$	$\frac{45.7-116.4}{75.2}$	Pb	$\frac{4.32-26.77}{12.04}$	<u>11.60–22.90</u> 15.52	
Ga	<u>6.87–19.94</u> 12.81	<u>11.51–30.25</u> 19.45	Th	$\frac{2.93-8.78}{5.69}$	$\frac{5.97 - 14.14}{9.60}$	
Мо	$\frac{0.83 - 26.06}{14.12}$	$\frac{0.83 - 10.43}{4.17}$	U	$\frac{0.84 - 2.80}{1.73}$	$\frac{1.93 - 2.965}{2.40}$	
Sn	$\frac{0.34 - 2.77}{0.92}$	$\frac{1.27 - 11.50}{4.01}$	[La/Yb]n	$\frac{4.81-13.66}{8.81}$	$\frac{4.00-8.50}{6.74}$	
La	<u>16.92–44.56</u> 25.72	<u>27.77–43.31</u> 33.19	Eu/Eu [*]	$\frac{0.48 - 0.79}{0.69}$	$\frac{0.49 - 0.79}{0.61}$	
Ce	<u>38.30–86.47</u> 63.56	<u>64.80–102.40</u> 79.42				

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в песчаных и глинисто-алевритовых породах решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна

Примечание. *п* – количество анализов. В числителе – минимальное и максимальное значение, в знаменателе – среднее.

гранитоидов, которым также свойственны высокие значения НКМ [Юдович, Кетрис, 2000]. В глинисто-алевритовых породах значение НКМ ниже, чем в песчаниках (0.26–0.54), что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них полевых шпатов и, соответственно, большим количеством глинистого вещества.

Величина значения железного модуля $(\mathcal{K}M = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (TiO_2 + Al_2O_3))$ также позволяет судить о составе материнских

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ № 1 2024



Рис. 7. Спектры распределение РЗЭ, нормированных к хондриту [Boynton, 1985], в песчаных и глинистоалевритовых породах решетниковской свиты (средние значения) и сопоставление их с PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

1 – песчаники; 2 – глинисто-алевритовые породы; 3 – PAAS.

пород областей сноса [Юдович, Кетрис, 2000]. Рассматриваемые песчаники характеризуются низкими значениями этого показателя (0.04–0.21), что объясняется преобладанием в областях палеоводосборов кислых изверженных пород, имевших, в свою очередь, низкие значения ЖМ. В глинисто-алевритовых породах значения ЖМ в целом идентичны или незначительно превышают его величины в песчаниках (0.20–0.31).

На всех приведенных модульных диаграммах [Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 6) фигуративные точки песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты образуют два самостоятельных, достаточно хорошо разделяющиеся поля, что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них кварца, полевых шпатов и обломков кислых изверженных пород, но большим – глинистого вещества. Анализ полученных величин литохимических модулей, а также положения их фигуративных точек на модульных диаграммах (см. рис. 6) позволяет сделать вывод о генетическом типе терригенных пород свиты [Юдович, Кетрис, 2000]. Наблюдающаяся на диаграммах положительная корреляция между парами ГМ–ТМ, ФМ–ТМ и ФМ–ЖМ, но отрицательная между ГМ-НКМ, ФМ-НКМ и $\Phi M-SiO_2$ свидетельствует о петрогенной природе отложений, прошедших один цикл переотложения и формировавшихся без существенной литодинамической переработки и сортировки обломочного материала.

Заметную помощь в решении задачи выяснения породного состава источников питания и определения геодинамической обстановки осадконакопления оказывает изучение концентраций и особенностей распределения в терригенных породах редких и редкоземельных элементов (РЗЭ). По содержанию и характеру их распределения песчаные и глинистоалевритовые породы решетниковской свиты достаточно близки (табл. 2). Суммарные содержания РЗЭ в песчаниках относительно невелики и варьируют от 90 до 179 г/т. Спектры их распределения, нормализованные к составу хондрита (рис. 7) [Boynton, 1984], во всех изученных пробах однотипны и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования и сравнительно невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (La_N/Yb_N от 4.61 до 13.66). Помимо этого спектры характеризуются хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu or 0.48 до 0.79). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS), принятым за средний состав верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], породы незначительно обединены всеми элементами (в 2.4 раза) и лишь в отдельных пробах Sm, Eu и Gd находятся в близких либо незначительно более высоких концентрациях. В глинистоалевритовых породах суммарный уровень концентрации РЗЭ несколько выше, чем в песчаниках и изменяется в пределах от 75 до 229 г/т (см. табл. 2). Вместе с тем общий характер их распределения (см. рис. 7) в целом близок, отличаясь лишь более низким отношением легких РЗЭ к тяжелым (La_NYb_N от 4.00 до 8.50), при этом величина отрицательной европиевой аномалии у них одинаковая (Eu/Eu^* 0.49–0.79). Сравнение с PAAS показывает незначительную обогащенность глинисто-алевритовых пород практически всеми элементами (почти в 2 раза), и лишь некоторые легкие элементы (La, Ce, Pr и Nd) часто находятся в несколько меньших количествах.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Данные, полученные в результате изучения вещественного состава нижне-среднепермских терригенных отложений решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна, позволяют реконструировать тектонический тип и породный состав областей их питания, а также восстановить геодинамическую обстановку формирования бассейна осадконакопления. Предлагаемые палеореконструкции основаны на использовании серии широко известных дискриминантных диаграмм, построенных с использованием содержаний и соотношений породообразующих компонентов песчаников, содержащихся в них тяжелых обломочных минералов, ряда петрогенных оксидов, редких и РЗЭ элементов. Это позволило авторам выделить поля, характеризующие различные типы областей питания и геодинамических обстановок формирования отложений [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Dickinson, Suczek, 1979; Garzanti, Ando, 2007; Floyd, Leveridge, 1987; Maynard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986 и др.].

Результаты изучения вещественного состава песчаников решетниковской свиты свидетельствуют, что по своим минералогогеохимическим параметрам они являются петрогенными, относятся к типичным аркозам, лишь частично – субаркозам и лититовым аренитам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород. На диаграмме Q-F-L В. Диккинсона и К. Сучека [1979] (рис. 8а), предназначенной для выявления тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников, фигуративные точки пород свиты группируются у поля континентальных источников питания: кратонов и поднятых блоков основания, представляющих собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон или вдоль трансформных разломов, формально попадая в поля расчлененных магматических дуг и смешанных источников, объединяющих эти две области питания.

Надежным индикатором тектонического типа источников питания, а также состава слагающих их пород являются состав, содержание и определенные соотношения в песчаниках тяжелых обломочных минералов [Малиновский и др., 2006; Маркевич и др., 1987; Тучкова и др., 2003; Garzanti, Ando, 2007; Nechaev, Isphording, 1993 и др.]. Анализ содержания и соотношений между отдельными тяжелыми минералами и их ассоциациями в изученных песчаниках, а также расположение фигуративных точек на диаграммах MF-MT-GM и A-&-POS [Garzanti, Ando, 2007; Nechaev, Isphording, 1993] (см. рис. 8б, 8в) показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывали размывавшиеся источники пассивной континентальной окраины, представлявшие собой устойчивые кратоны и выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Судя по составу и преобладающему содержанию в тяжелой фракции песчаников сиалической ассоциации минералов (см. рис. 3), эти источники были сложены преимущественно кислыми изверженными породами. Вместе с тем присутствие в песчаниках свиты небольшого количества хромита, магнетита и амфибола указывает на участие в строении источников сноса и древних, вероятно метаморфизованных, пород основного и ультраосновного состава.

Поскольку содержание и характер распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах во многом контролируются составом пород источников питания, их генетическая интерпретация позволяет получить дополнительную информацию о тектоническом типе и составе материнских пород областей питания.

Характерные для песчаных пород решетниковской свиты высокие содержания кремнекислоты, низкие значения литохимических модулей ГМ, ФМ, ЖМ и ТМ, но повышенные НКМ, преобладание K_2O над Na_2O , относительно невысокие концентрации в породах P3Э при относительной их обогащенности легкими элементами по сравнению с тяжелыми, отчетливо выраженная отрицательная Eu-аномалия, а также положение фигуративных точек пород на дискриминантных диаграммах (рис. 9) [Roser,



Рис. 8. Возможные типы областей питания для песчаных пород решетниковской свиты по породообразующим компонентам и тяжелым обломочным минералам

а – по породообразующим компонентам [Dickinson, Suczek, 1979]. Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты. Типы источников 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, в – по тяжелым обломочным минералам: б – MF– MT–GM [Nechaev, Isphording, 1993]. Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; MT – эпидота, граната, синезеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита; в – &–A–POS [Garzanti, Ando, 2007], где A – амфиболы и эпидоты, POS – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты, & – другие прозрачные минералы. Типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов); 2 – коллизионные орогены; 3–6 – магматические дуги: 3 – неэродированные, 4 – переходные слабо эродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильно эродированные.

Korsch, 1988; Cullers, 2002; Floyd, Leveridge, 1987; McLennan et al., 1993] свидетельствуют о формировании отложений свиты главным образом за счет разрушения кислых магматических пород и, частично, осадочных пород, обогащенных древними обломочными компонентами. Еще одним, дополнительным источником кластики, судя по присутствию в тяжелой фракции песчаников свиты небольшого количества фемических минералов, могли быть древние, вероятно



Рис. 9. Возможные источники питания для песчаных и глинисто-алевритовых пород решетниковской свиты по геохимическим данным

а-г – вероятный породный состав питающих провинций на диаграммах: a – Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]; 6 – F1–F2 [Roser, Korsch, 1988]. F1 = $30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ –12.541 × Fe₂O₃*/Al₂O₃ + 7.329 × MgO/Al₂O₃ + + 12.031 × Na₂O/Al₂O₃ + 35.402 × K₂O/Al₂O₃–6.382; F2 = 56.5 × TiO₂/Al₂O₃–10.879 × Fe₂O₃*/Al₂O₃ + 30.875 × MgO/Al₂O₃–5.404 × Na₂O/Al₂O₃ + 11.112 × K₂O/Al₂O₃–3.89; в – Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987]; г – La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002].

Условные обозначения: см. рис. 5.

метаморфизованные, пород основного и ультраосновного состава.

Для детализации состава, возраста и вероятного положения основных источников питания, поставлявших обломочный материал в раннесреднепермские седиментационные бассейны Лаоелин-Гродековского террейна, было проведено U-Pb-изотопное датирование детритовых

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ №1 2024

(обломочных) цирконов из песчаных пород решетниковской свиты.

Выделенные из песчаников свиты (обр. Р-53) детритовые цирконы представлены преимущественно прозрачными и полупрозрачными, бесцветными либо слабоокрашенными в бледнорозовые тона зернами. Среди них наиболее распространены слабо трещиноватые, неокатанные



Рис. 10. Катодолюминесцентные изображения обломочных цирконов из песчаных пород решетниковской свиты (обр. Р-53)

или слабо окатанные кристаллы с короткопризматическими и дипирамидальными очертаниями, имеющими коэффициент удлинения 1.5–2.7, а также их многочисленные угловатые обломки, частично сохранившие свою первоначально призматическую форму (рис. 10). Размер зерен составляет 50–200 мкм, иногда достигая 250 мкм.

Изучение цирконов с использованием катодной люминесценции показало, что для внутреннего строения многих кристаллов, а также их обломков присуща хорошо выраженная как тонкая, так и грубая осцилляторная магматическая зональность. В редких случаях отмечается секториальная зональность. Считается, что достаточно надежным индикатором происхождения циркона служит величина соотношения в них Th/U [Романюк и др., 2018; Kirkland et al., 2015 и др.], при этом для цирконов из метаморфических пород характерны низкие значения, что отличает их от цирконов магматического происхождения. Граничная величина этого отношения, по мнению различных авторов, располагается на уровне 0.1–0.2 [Hoskin, Schaltegger, 2003; Teipel et al., 2004]. Величина отношения Th/U в цирконах решетниковской свиты колеблется в широких пределах – от 0.01 до 1.38, 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. 3. Для рассмотрения и дальнейшего обсуждения использовались возрастные датировки цирконов, у которых дискордантность D попадает в интервал значений от -10 до +10%. Все анализы, выходящие за эти пределы, из дальнейшего рассмотрения исключали. Оставшиеся датировки применялись для построения гистограммы и кривой плотности вероятности возрастов.

Из 102 изученных детритовых цирконов, выделенных из песчаников решетниковской свиты, конкордантными оказались датировки 96 зерен, характеризующиеся диапазоном возрастов от 261 до 1786 млн лет (см. табл. 3, рис. 11). Изотопные исследования показали, что наиболее многочисленную популяцию (33% всех цирконов) образуют цирконы с возрастами от 389 до 349 млн лет (средний девон – ранний карбон) и пиком в 371 млн лет. Также достаточно многочисленны (по 26%) популяции с возрастами от 340 до 261 млн лет (карбон – средняя пермь) и от 516 до 445 (кембрий-ордовик), образующие пики в 268, 304 и 483 млн лет соответственно. Обращает на себя внимание, что возраст самых "молодых" изученных цирконов (261–298 млн лет, 14%) хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом свиты [Бураго, 1990; Котляр и др., 2003]. В подчиненном количестве (5 и 8%) встречаются цирконы силурийского-раннедевонских возрастов (430-399, пик 428 млн лет) и широкого диапазона докембрийских (917-578 млн лет и 1.8 млрд лет).

Полученные данные по U–Pb-датированию детритовых цирконов позволяют детализировать петрографический состав, возраст и возможное положение питающих провинций, за счет разрушения которых формировались терригенные отложения решетниковской свиты.

Howen		N	зотопные	отношения	Возраст, млн лет					
анализа	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	D, %
5	0.70	0.4895	0.0181	0.0593	0.0007	405	12	372	4	9
41	0.38	0.3709	0.0044	0.0471	0.0004	320	3	297	2	8
16	0.48	0.3094	0.0066	0.0407	0.0004	274	5	267	2	6
13	0.40	0.4628	0.0051	0.0586	0.0005	386	4	367	3	5
28	0.70	0.3860	0.0074	0.0502	0.0004	331	5	316	3	5
61	0.47	0.4609	0.0088	0.0587	0.0005	385	6	368	3	5
83	0.90	0.4644	0.0133	0.0595	0.0006	387	9	373	4	4
29	1.18	0.4817	0.0131	0.0615	0.0006	399	9	385	4	4
26	0.28	0.4280	0.0068	0.0556	0.0005	362	5	349	3	4
75	0.36	0.4588	0.0079	0.0590	0.0005	383	6	369	3	4
92	0.70	0.3948	0.0087	0.0518	0.0005	338	6	326	3	4
56	1.14	0.4513	0.0112	0.0582	0.0005	378	8	365	3	4
84	0.66	0.3281	0.0075	0.0440	0.0004	288	6	278	2	4
17	0.55	0.4336	0.0059	0.0563	0.0005	366	4	353	3	4
35	0.34	0.5735	0.0094	0.0715	0.0006	460	6	445	4	3
11	0.38	0.6280	0.0081	0.0772	0.0006	495	5	479	4	3
43	0.36	0.3595	0.0067	0.0480	0.0004	312	5	302	3	3
48	0.47	0.4591	0.0069	0.0594	0.0005	384	5	372	3	3
6	0.30	0.4761	0.0093	0.0613	0.0005	395	6	384	3	3
87	0.59	0.4418	0.0095	0.0576	0.0005	372	7	361	3	3
15	0.48	0.5859	0.0090	0.0731	0.0006	468	6	455	4	3
71	0.52	0.6268	0.0101	0.0774	0.0006	494	6	480	4	3
33	1.10	0.3532	0.0085	0.0474	0.0004	307	6	299	3	3
53	1.36	0.4396	0.0126	0.0576	0.0006	370	9	361	3	2
68	0.69	0.3475	0.0062	0.0470	0.0004	303	5	296	2	2
86	0.50	0.6167	0.0099	0.0769	0.0006	488	6	477	4	2
30	0.49	0.4626	0.0078	0.0604	0.0005	386	5	378	3	2
19	0.37	0.3301	0.0047	0.0451	0.0004	290	4	284	2	2
21	0.57	1.5087	0.0210	0.1529	0.0013	934	8	917	7	2
60	0.83	0.3752	0.0064	0.0506	0.0004	324	5	318	3	2
73	0.36	0.2958	0.0055	0.0410	0.0004	263	4	261	2	2
49	0.40	0.4223	0.0055	0.0561	0.0004	358	4	352	3	2
1	0.44	0.6229	0.0119	0.0781	0.0007	492	7	485	4	1
54	0.73	0.6343	0.0140	0.0794	0.0007	499	9	493	4	1
37	0.46	0.5976	0.0093	0.0757	0.0006	476	6	470	4	1
7	0.56	0.4590	0.0062	0.0606	0.0005	384	4	379	3	1
12	0.98	0.4531	0.0072	0.0600	0.0005	380	5	375	3	1
69	0.64	0.4729	0.0072	0.0622	0.0005	393	5	389	3	1
20	0.85	0.3542	0.0065	0.0484	0.0004	308	5	305	3	1
25	0.58	0.4707	0.0066	0.0620	0.0005	392	5	388	3	1
74	0.65	0.3950	0.0059	0.0533	0.0004	338	4	335	3	1
96	0.44	0.6460	0.0121	0.0810	0.0007	506	7	502	4	1
79	0.37	0.6210	0.0089	0.0784	0.0006	490	6	487	4	1

Таблица 3. Результаты U–Pb-изотопного датирования детритовых цирконов из песчаных пород решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна (обр. Р-53)

Таблица 3. Продолжение

Howen	Th/U	Из	зотопные	отношения	Возраст, млн лет					
анализа		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	D, %
36	1.15	0.3581	0.0075	0.0490	0.0004	311	6	308	3	1
102	0.56	1.2669	0.0188	0.1365	0.0011	831	8	825	6	1
59	0.36	0.5275	0.0102	0.0685	0.0006	430	7	427	4	1
100	0.41	0.6047	0.0122	0.0768	0.0007	480	8	477	4	1
27	0.24	0.6163	0.0075	0.0780	0.0006	488	5	484	4	1
66	0.39	0.4607	0.0077	0.0611	0.0005	385	5	382	3	1
85	0.18	0.3415	0.0054	0.0470	0.0004	298	4	296	2	1
57	0.44	0.4653	0.0069	0.0616	0.0005	388	5	385	3	1
77	0.34	0.5282	0.0172	0.0686	0.0007	431	11	428	4	1
38	0.39	0.3474	0.0047	0.0478	0.0004	303	4	301	2	1
58	0.43	1.4786	0.0196	0.1528	0.0012	922	8	917	7	1
93	0.65	0.3549	0.0077	0.0488	0.0004	308	6	307	3	0
65	0.60	0.6129	0.0130	0.0778	0.0007	485	8	483	4	0
32	0.71	0.3036	0.0035	0.0425	0.0003	269	3	268	2	0
88	0.81	0.6106	0.0086	0.0776	0.0006	484	5	482	4	0
34	0.35	1.4608	0.0170	0.1519	0.0012	914	7	912	7	0
98	0.44	0.5953	0.0139	0.0761	0.0007	474	9	473	4	0
97	0.24	0.7704	0.0124	0.0939	0.0008	580	7	578	5	0
47	0.28	0.6198	0.0085	0.0787	0.0006	490	5	489	4	0
52	0.53	0.3983	0.0070	0.0541	0.0005	340	5	340	3	0
24	0.57	0.5281	0.0078	0.0689	0.0006	431	5	430	3	0
46	0.68	0.4277	0.0072	0.0576	0.0005	362	5	361	3	0
76	0.79	0.4480	0.0081	0.0600	0.0005	376	6	376	3	0
51	0.59	0.4415	0.0081	0.0592	0.0005	371	6	371	3	0
31	0.51	0.3237	0.0046	0.0451	0.0004	285	4	285	2	0
42	0.53	0.5558	0.0082	0.0721	0.0006	449	5	449	4	0
40	0.45	0.6109	0.0089	0.0780	0.0006	484	6	484	4	0
78	0.65	0.4447	0.0072	0.0597	0.0005	374	5	374	3	0
67	0.78	0.4813	0.0097	0.0639	0.0006	399	7	399	3	0
39	0.38	0.4382	0.0065	0.0590	0.0005	369	5	370	3	0
72	0.19	0.6504	0.0103	0.0822	0.0007	509	6	509	4	0
94	0.63	0.4610	0.0091	0.0617	0.0005	385	6	386	3	0
82	1.38	0.4365	0.0080	0.0589	0.0005	368	6	369	3	0
10	0.57	0.6379	0.0066	0.0811	0.0006	501	4	502	4	0
89	0.50	0.2964	0.0051	0.0419	0.0004	264	4	265	2	0
22	0.39	0.4231	0.0061	0.0574	0.0005	358	4	360	3	0
55	0.43	0.6172	0.0080	0.0790	0.0006	488	5	490	4	0
63	0.58	0.4971	0.0095	0.0660	0.0006	410	6	412	3	-1
2	0.50	0.3526	0.0070	0.0491	0.0004	307	5	309	3	-1
95	0.58	0.6563	0.0115	0.0833	0.0007	512	7	516	4	-1
64	0.01	0.7662	0.0174	0.0945	0.0009	578	10	582	5	-1
70	0.42	1.0492	0.0191	0.1206	0.0011	729	9	734	6	-1
8	0.61	0.3430	0.0058	0.0480	0.0004	300	4	302	2	-1
18	0.57	0.6049	0.0107	0.0780	0.0007	480	7	484	4	-1

Номер	Th/U	Из	вотопные	отношения	Возраст, млн лет					
анализа		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 1\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 1\sigma$	D, %
62	0.61	0.4944	0.0119	0.0660	0.0006	408	8	412	4	-1
23	0.29	0.5954	0.0068	0.0772	0.0006	474	4	479	4	-1
90	0.53	0.3454	0.0061	0.0485	0.0004	301	5	306	3	-1
101	0.69	0.4193	0.0062	0.0576	0.0005	356	4	361	3	-2
3	0.46	0.3229	0.0045	0.0460	0.0004	284	3	290	2	-2
4	0.38	0.5492	0.0070	0.0733	0.0006	445	5	456	3	-3
99	0.37	0.4291	0.0062	0.0596	0.0005	363	4	373	3	-3
14	0.50	0.3188	0.0082	0.0461	0.0004	281	6	290	3	-3
91	0.83	4.7391	0.0612	0.3192	0.0026	1774	11	1 786	13	-1

Таблица 3. Окончание

Примечание. D – дискордантность.

Среди исследованных детритовых цирконов свиты содержится относительно небольшое количество (8%) зерен с протерозойскими. преимущественно неопротерозойскими (892-578 млн лет), возрастами. Происхождение этих цирконов, вероятно, связано с разрушением кристаллических комплексов Северо-Китайского кратона и Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна [Геодинамика..., 2006; Диденко и др., 2020; Wan, 2010]. Источником достаточно часто (27%) встречающихся цирконов с кембрийскими и ордовикскими возрастами (516-445 млн лет) могли быть коллизионные гранитоиды раннепалеозойского Ханкайского террейна Приморья, а также других широко распространенных в регионе одновозрастных массивов и террейнов (Артемовского, Надеждинского, Цзямусы, Сунляо, Хинган и др.)

[Диденко и др., 2020; Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Количество детритовых цирконов с силурийско-раннедевонскими возрастными датировками (от 430 до 399 млн лет) в отложениях свиты невелико, что связано с существенным снижением в этот период объемов гранитообразования [Крук и др., 2018; Wu et al., 2011]. Это позволяет предполагать, что гранитные массивы этого возраста, служившие источниками цирконов, имели небольшие размеры, были уже практически полностью размыты и на осадконакопление заметного влияния не оказывали. Источниками наиболее многочисленной (33%) среднедевонской-раннекарбоновой (389-349 млн лет) популяции цирконов, вероятно, были гранитоиды, известные в целом ряде массивов: Аргунском, Хинганском, Сунляо,



Рис. 11. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U–Pb-изотопных возрастов детритовых цирконов с дискордантностью $-10\% \le D \le +10\%$ из песчаных пород решетниковской свиты



Рис. 12. Возможные типы бассейновых обстановок для отложений решетниковской свиты, реконструированные по породообразующим компонентам песчаников [Maynard et al., 1982]

Бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинноконтинентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны). L – обломки пород, Q – кварц, F – полевые шпаты.

а также на Корейском полуострове [Диденко и др., 2020; Wu et al., 2011].

Следующая популяция цирконов, имеющая возраст от 340 до 299 млн лет (карбон), из всех отложений Лаоелин-Гродековского террейна встречается практически только в решетниковской свите, где она достаточно малочисленна (15%). Их источником могли быть гранитоиды террейна Сунляо либо небольшие гранитные массивы, полностью размытые за короткий промежуток времени и в дальнейшем в осадконакоплении не участвовавшие. Самая молодая совокупность цирконов, имеющая раннесреднепермские возрастные датировки (298-261 млн лет), формировалась, главным образом, за счет разрушения широко распространенных вдоль восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивов пермских гранитоидов.

Определенные тектонические типы питающих провинций подразумевают существование и определенных геодинамических обстановок формирования связанных с ними бассейнов седиментации. Обстановки формирования нижне-среднепермских отложений решетниковской свиты по породообразующим компонентам песчаников реконструируются с помощью диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [Maynard et al., 1982] (рис. 12), на которой фигуративные точки изученных пород наиболее соответствуют полям бассейнов пассивных континентальных окраин, к которым относят внутрии межконтинентальные рифты и авлакогены, а также, частично, бассейнов активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.

Палеогеодинамическая интерпретация геохимического состава терригенных пород решетниковской свиты осуществлена с использованием серии дискриминантных диаграмм. приведенных на рис. 13. На диаграммах М. Бхатия и A. Крука [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 13а-13ж), применяющихся для разграничения песчаных и глинисто-алевритовых пород из бассейнов различных тектонических обстановок, фигуративные точки изученных пород приближаются к полям бассейнов пассивных континентальных окраин либо попадают на эти поля. Еще более олнозначно обстановки пассивных окраин устанавливаются на диаграмме Si₂O-K₂O/Na₂O Б. Розера и К. Корша [Roser, Korsch, 1986] (см. рис. 133), на которой уже все точки состава песчаных и большинства глинисто-алевритовых пород компактно группируются в поле бассейнов, связанных с этой геодинамической обстановкой. На диаграмме DF1–DF2, предназначенной для интерпретации состава пород с высоким содержанием кремнезема (более 63%) [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (см. рис. 13и), точки ложатся в поле бассейнов, связанных с рифтогенными обстановками. В целом же генетическая интерпретация геохимического состава терригенных пород решетниковской свиты свидетельствует об их формировании в геодинамических обстановках, соответствуюших бассейнам пассивных континентальных окраин, к которым относятся внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для выяснения геодинамической обстановки формирования отложений ранне-среднепермской решетниковской свиты Лаоелин-Гродековского террейна Юго-Западного Приморья, а также для определения тектонических типов и состава материнских пород вероятных источников питания были изучены породообразующие компоненты, тяжелые обломочные минералы, а также



Рис. 13. Палеогеодинамические обстановки формирования отложений решетниковской свиты на основании интерпретации геохимических данных

а-ж – типы седиментационных бассейнов [Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986]. Поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. Fe₂O₃* – общее железо; з – бассейновые обстановки [Roser, Korsch, 1986]; и – возможные типы геодинамических обстановок для высококремнистых пород DF1–DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

Условные обозначения: см. рис. 5.

геохимические особенности слагающих свиту песчаных и глинисто-алевритовых пород.

Проведенные исследования вещественного состава показали, что по своим минералогогеохимическим параметрам песчаники свиты являются петрогенными или породами first cycle, соответствуют аркозам, лишь частично — субаркозам и лититовым аренитам, характеризуются довольно высокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование проходило за счет разрушения в значительной степени выветрелых материнских пород источников питания.

Палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по вещественному составу терригенных пород свиты свидетельствует, что в ранней и средней перми осадконакопление проходило в геодинамической обстановке, соответствующей бассейнам пассивной континентальной окраины, к которым относят внутри- и межконтинентальные рифты и авлакогены.

Анализ и интерпретация полученных минералого-геохимических данных свидетельствуют, что на осадконакопление при формировании отложений свиты главное влияние оказывали размывавшиеся континентальные источники питания: устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, представлявшие собой выступы кристаллического фундамента в обрамлении рифтовых зон. Отложения формировались, главным образом, за счет разрушения кислых магматических пород при участии осадочных, обогащенных древними обломочными компонентами. Вместе с тем присутствие в песчаниках свиты небольшого количества фемических тяжелых минералов указывает на участие в строении областей сноса и древних, вероятно метаморфизованных, пород основного и ультраосновного состава.

Проведенные U—Pb-геохронологические исследования детритовых цирконов из песчаных пород решетниковской свиты позволили установить возраст магматических пород и возможное положение источников питания, за счет разрушения которых формировались ее отложения. Полученные результаты показали, что конкордантный U— Pb-изотопный возраст изученных цирконов варьирует в широком диапазоне: от палеопротерозоя (1786 млн лет) до средней перми. Среди всех цирконов резко преобладают палеозойские, образующие несколько возрастных совокупностей, а цирконы с докембрийскими возрастами находятся в подчиненных количествах. Следует отметить, что возраст самой "молодой" популяции цирконов (298—261 млн лет) хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом свиты. Установленные в большинстве изученных цирконов величины отношения Th/U > 0.2 свидетельствуют об их магматическом происхождении, и лишь незначительная часть зерен может считаться метаморфическими. Кроме того, в катоднолюминесцентном излучении многие зерна имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность, что подтверждает их магматическую природу.

Источниками имеющих широкий возрастной диапазон неопротерозойских (892-578 млн лет) цирконов были кристаллические комплексы Северо-Китайского кратона и Бурея-Цзямусы-Ханкайского супертеррейна. Палеозойские цирконы образуют несколько возрастных популяций: 536-445, 430-399, 389-349, 340-299 и 298-261 млн лет. Источником достаточно часто встречающихся цирконов кембрийского и ордовикского возрастов (536-445 млн лет) вероятно были раннепалеозойские коллизионные граниты Ханкайского, а также других широко распространенных в регионе одновозрастных террейнов и массивов. Присутствие в отложениях свиты небольшого количества цирконов с силурийскораннедевонскими возрастами (430-399 млн лет) очевидно связано с известным региональным снижением в этот период объемов гранитообразования. Гранитные массивы этого возраста, вероятно, имели небольшие размеры, были уже практически полностью размыты и на накопление свиты заметного влияния не оказывали. Источниками самой многочисленной среднедевонской-раннекарбоновой (389-349 млн лет) популяции цирконов, вероятно, были гранитоиды, известные в целом ряде массивов и террейнов: Аргунском, Хинганском, Сунляо, а также на Корейском полуострове. Следующая популяция, имеющая карбоновые возрастные датировки (340-299 млн лет), достаточно малочисленна. Источником цирконов, вероятно, были гранитоиды террейна Сунляо, где они широко распространены. Самая молодая популяция цирконов, имеющая ранне-среднепермский возраст (298–261 млн лет), формировалась за счет разрушения широко распространенных вдоль всей восточной окраины Евразии, в том числе и в юго-западной части Приморья, массивов пермских гранитоидов.

В целом же U–Pb-датирование детритовых цирконов из отложений решетниковской свиты позволило выделить популяции, возраст которых достаточно хорошо согласуется с известными этапами проявления в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса гранитоидного магматизма.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00037).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бураго В.И. Владивостокский горизонт верхней перми Юго-Западного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 81–102.

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

Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

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

Голозубов В.В., Малиновский А.И., Чащин А.А. и др. Кордонкинский террейн — фрагмент раннепалеозойской активной окраины // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. № 52. С. 61–72.

Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс — фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 3–17.

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.

Зимина В.Г. Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 127 с.

Котляр Г.В., Никитина А.П., Журавлев А.В., Коссовая О.Л. Мидийские (вордско-кептенские) транзитные фауны Юго-Восточной Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 33–48.

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.

Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н. и др. Гранитоиды Гамовского интрузива: геологическая позиция, вещественный состав, возраст и индикаторная роль в геологической эволюции Южного Приморья // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 12. С. 2134–2152.

Летникова Е. Ф., Вещева С. В., Прошенкин А. И. и др. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.

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

Малиновский А.И. Геохимические особенности и палеогеодинамические обстановки накопления пермских и триасовых отложений юга Лаоелин-Гродековского террейна (Приморье) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. № 52. С. 46–60.

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., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н. и др. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 70–96.

Медведева С.А. Возможность применения литохимии для сопоставления и корреляции отложений на примере Комсомольского разреза Северного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 74–89.

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.

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.

Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Раннепалеозойская монцодиорит-гранодиоритная ассоциация северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса (Нора– Сухотинский террейн): возраст, тектоническая позиция // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 49–57.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 3–21.

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

МАЛИНОВСКИЙ

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.

Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В. и др. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.

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

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

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. Review of the chemical index of alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // Geol. Society of 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.

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.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.

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.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. P. 27–62.

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

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.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. America. 1993. Special Paper 284. P. 21–40.

Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63(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 K_2O/Na_2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94(5). P. 635–650.

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

Teipel U., Eichhorn R., Loth G. et al. U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism // Intern. J. Earth Sci. 2004. V. 93(5). P. 782–801.

The Central Asian orogenic belt: geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntaeger Science Publisher, 2015. 313 p.

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.

EARLY-MIDDLE PERMIAN TERRIGENOUS DEPOSITS OF SOUTH-WESTERN PRIMORYE: MATERIAL COMPOSITION, SOURCE AREAS AND FORMATION SETTINGS

A. I. Malinovsky

Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022, Russia

e-mail: malinovsky@fegi.ru

The study presents the results of studying the material composition of terrigenous rocks from the Early – Middle Permian deposits of the Reshetnikovka formation of the Laoeling-Grodekovo terrane of South-Western Primorve. Studies were carried out in order to reconstruct paleogeodynamic environments for the accumulation of studied deposits, as well as to determine the tectonic type and composition of source rocks of sources areas. It has been established that in terms of mineral and geochemical parameters, the sandstones of the formation are petrogenic or "first cycle" rocks, correspond to arcoses and, only partially, subarcoses and lithite arenites, are characterized by a fairly high degree of maturity of clastic material, and their formation was due to the destruction of largely weathered parent rocks of sources areas. Paleogeodynamic interpretation of the obtained data indicates that in the Early and Middle Permian sedimentation occurred in the basins of the passive continental margin, which are intra-and intercontinental rifts and aulacogens. The main influence on sedimentation processes was exerted by continental sources areas: cratons and uplifted basement blocks, which were projections of the crystalline basement framed by rift zones. Mainly acidic igneous and metamorphic rocks were eroded with the participation of ancient sedimentary formations. U–Pb isotopic dating of detrital zircons made it possible to establish the age and possible location of magmatic complexes, due to the destruction of which formation deposits were formed.

Keywords: Laoeling-Grodekovo terrane, Permian, terrigenous rock, material composition, source areas, formation settings, detrital zircon

_____ ХРОНИКА _____

10-е Всероссийское совещание с международным участием "Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии"

18–22 сентября 2023 г. в Воронежском госуниверситете состоялось юбилейное 10-е Всероссийское литологическое совещание, организованное по инициативе Научного совета по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых Отделения наук о Земле РАН и посвященное современным проблемам исследования осадочных пород, с которыми связано более 90% всех минеральных ресурсов в земной коре, в том числе энергоносителей – нефти, газа и угля.

Совещание проходило в вузе, известном своей литологической школой, заложенной еще в тридцатых годах прошлого столетия и ведущем в настоящее время работы по изучению осадочных толщ докембрия и фанерозоя и связанных с ними полезных ископаемых.

В работе совещания приняло участие свыше 200 человек из разных регионов России — от Кольского полуострова до Дальнего Востока. Впервые по данной тематике доклады заслушаны в двух форматах очном и онлайн. Это дало возможность докладчикам ознакомить слушателей с результатами своих исследований широкому кругу заинтересованных лиц, в том числе тем, кто по каким-то причинам не смог приехать в Воронеж. Это особенно важно для участников отдаленных территорий.

На совещании свои доклады представили сотрудники свыше 60 научных, учебных, научнопроизводственных и производственных организаций. Среди научных организаций Москвы это академические институты – Геологический институт, Институт геологии рудных месторождений, Институт океанологии им. П. П. Ширшова, Институт проблем нефти и газа, Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского.

Сибирское отделение РАН было представлено Институтом геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (Новосибирск), Институтом геохимии им. А. П. Виноградова (Иркутск), Геологическим институтом им. Н. Л. Добрецова (Улан-Удэ).

Выступили с докладами ученые практически всех отделений РАН – УрО, ДВО, Карельского и Южного научных центров, институтов геологии УФИЦ РАН (Башкирия), ДФИЦ (Дагестан), а также Института физико-химических и биологических проблем почвоведения (Пущино) и Западно-Якутского научного центра Академии наук Республики Саха (Якутии).

В совещании приняли участие ученые практически всех государственных университетов, где имеются геологические специальности – МГУ, СПбГУ, Казанский (Приволжский), Южный (Ростов-на-Дону), Воронежский, Пермский, Саратовский, Новосибирский, Томский, Тюменский, Кубанский, Амурский. Выступили также сотрудники РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, РГГУ им. Серго Орджоникидзе, Уральского государственного горного университета, Новочеркасского политехнического института. Наибольшее количество докладов было представлено сотрудниками ВГУ (12), ГИН и МГУ (по 11), КГУ (9).

Научно-производственные институты были представлены учеными ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, СНИИГГиМС, ВНИГНИ, ФГБУ "ВНИИОкеангеология". В совещании также приняли участие сотрудники ряда производственных организаций: "Газпрома", "Норникеля", Полярной морской геологоразведочной экспедиции, НПЦ по геологии (Минск), "Южморгеологии" и др.

На пленарном заседании, шести секциях и стендовой сессии было заслушано и обсуждено 86 докладов по различным направлениям осадочной геологии [Программа..., 2023]. В качестве слушателей и волонтеров были и студенты специалитета геологического факультета ВГУ. В процессе работы совещания проведены геологические экскурсии на карьеры Курской магнитной аномалии (железные руды), Павловска (граниты) и Латного (огнеупорное и строительное минеральное сырье). Все экскурсии для участников совещания были бесплатными.

На пленарном заседании заслушаны обобщающие доклады известных ученых-литологов. Выступили: профессор В. Г. Кузнецов ("Процессы выветривания в геологической истории Земли"), член-корреспондент РАН А. В. Маслов ("Факторы седиментогенеза и современные подходы к их реконструкции"), доктор геолого-минералогических наук Ю. О. Гаврилов ("Особенности литогенеза отложений разного литологического состава в сейсмически активных областях"), доктор геолого-минералогических наук М. А. Левитан ("Плейстоценовый седиментогенез на подводных частях континентальных окраин") и доктор геологоминералогических наук А. Д. Савко ("Эволюция гипергенного рудогенеза в истории Земли").

В дальнейшем работа совещания проходила в пяти секциях.

На секции 1 "Процессы гипергенеза (мобилизация и перенос вещества — коры выветривания, россыпи)" сделано девять докладов. В них рассмотрены процессы выветривания на гранитоидах, образование вторичных каолинов и бокситов, преобразования нафтидов в процессе гипергенеза. Большой интерес вызвало сообщение А. В. Лаломова о промышленном потенциале редкометалльных россыпей. На секции 2 "Седиментогенез и его эволюция в истории Земли (тектонические, физикогеографические, биогенные, вулканогенные факторы, геохимия осадочного процесса, фациальный анализ)" сделано наибольшее количество докладов – 32. Больше всего сообщений посвящено разновозрастным образованиям регионов Сибири и Дальнего Востока, особенно с нефтегазоносными бассейнами.

Ряд докладов был посвящен литологии и геохимии метаосадочных комплексов докембрия, представленных породами архея, нижнего и верхнего протерозоя. География изученных разрезов охватывает Балтийский щит, Воронежский кристаллический массив, Урал, Енисейский кряж, Сибирский кратон, Памир. Представленные авторами сообщений аналитические данные в значительной мере базировались на использовании прецизионных методов исследования вещества.

Секция 3 "Постседиментационные процессы (диагенез, катагенез, метагенез)" была представлена пятью докладами. В них рассмотрена постседиментационная эволюция различных по составу осадков при переходе их в породы и последующих изменениях при воздействии на них более поздних ката- и метагенетических процессов.

На секции 4 "Эволюционная минерагения твердых осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых" было заслушано 15 докладов. В них рассмотрены влияние эндогенных процессов на формирование полезных ископаемых в осадочных породах; условия образования барит-свинцовых, железных и марганцевых руд в карбонатных толщах, магнийжелезистых карбонатных метасоматитах, а также Pd-Au-REE-специализация углеродистых сланцев.

Представлены результаты исследований микрои нанноформ кристаллических фаз благородных металлов на золоторудных месторождениях. Приведен пример восстановления геологических событий, влияющих на уровень концентрации и форму нахождения золота в рудах VMS. Особенности формирования титан-циркониевых россыпей рассмотрены для территории Калмыкии и юга Воронежской области. Результаты исследований неметаллов изложены в сообщениях о месторождениях калийных солей, гипсов, каолиновых глин.

На секции 5 "Формирование залежей углеводородов в процессах литогенеза (торф, уголь, нефть, газ)" было представлено 13 докладов. В них рассмотрены морфолого-генетические типы резервуаров и коллекторов нефти, газа, горючих сланцев и природных битумов, анализ закономерностей размещения их залежей в осадочных толщах, при этом оценена роль и геодинамического фактора.

В методическом плане интересными были сообщения об определении природы углеводородов с помощью аналитических и космических данных в Баренцевом море, о построении петрофизической модели на примере Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения.

По докладам совещания выпущен сборник материалов [Литогенез..., 2023]. В нем представлены статьи по изучению процессов гипергенеза, образующих формацию коры выветривания и полезные ископаемые, связанные с ней. Большой раздел посвящен седиментогенезу и его эволюции в истории Земли, включая оценку роли тектонических, физикогеографических, биогенных, вулканогенных факторов; геохимию осадочного процесса и фациальный анализ. Рассмотрены современные подходы к реконструкции палеогеографических обстановок в истории Земли с широким использованием литогеохимических методов. На основе стадиального анализа показана роль постседиментационных процессов в литогенезе осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В серии статей об эволюционной минерагении охвачен широкий круг металлических и неметаллических полезных ископаемых. Это железные и марганцевые руды, бокситы, полиметаллы, титан-циркониевые россыпи, редкие и редкоземельные элементы, каолины, калийные соли и другие виды минерального сырья. Особое внимание уделено формированию залежей углеводородов в процессах литогенеза, в том числе нефти, горючих сланцев и битумов, характеристикам коллекторов разновозрастных толщ, закономерностям размещения в них залежей углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии // Материалы X Международного совещания по литологии (Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г). / Ред. Ю. О. Гаврилов, А. Д. Савко. Отв. за выпуск: А. В. Крайнов, С. В. Бондаренко. Воронеж, 2023. 528 с.

Программа X Международного совещания "Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии". Воронеж, 2023. 38 с.

> А. Д. Савко, Воронежский госуниверситет

——— ХРОНИКА ——

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА ХОЛОДОВА (21.08.1925-28.07.2023)



28 июля 2023 г. пришла печальная весть о кончине известного крупного ученого литолога-геохимика Владимира Николаевича Холодова – доктора геологоминералогических наук, профессора, академика РАЕН, лауреата Государственной премии СССР, заслуженного деятеля науки РФ, главного научного сотрудника Геологического института РАН.

Научное наследие В. Н. Холодова огромно – он автор более 420 опубликованных научных работ, в числе которых 10 монографий, журнальные статьи, заметки, очерки; под его редакцией в издательствах "Мир" и "Наука" издано более 40 сборников и монографий.

В. Н. Холодов участвовал в Великой Отечественной войне: он воевал на Первом Украинском фронте в качестве радиотелеграфиста, а затем на Волховском и Ленинградском фронтах, был награжден рядом орленов и медалей. После окончания войны и демобилизации в 1946 г. В. Н. Холодов поступил на геологоразведочный факультет Московского нефтяного института им. И. М. Губкина, который окончил в 1951 г. В том же году он поступил в аспирантуру Института геологических наук АН СССР; в 1955 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему "Эпигенетическое происхождение уранового месторождения Шакаптар (Фергана)". В 1957 г. был приглашен на работу в Институт минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ), где возглавил группу литологов и геохимиков, изучавших условия образования месторождений редких элементов разного генезиса. В 1967 г. В. Н. Холодов как один из авторов трехтомной коллективной монографии "Геохимия, минералогия и генетические

типы месторождений редких элементов" был удостоен Государственной премии СССР.

В 1967 г. В. Н. Холодов был приглашен на работу в Геологический институт АН СССР, где начал работать в лаборатории вулканогенных формаций (рук. И. В. Хворова). Еще в ИМГРЭ он проводил исследования редкометальной минерализации в вендскокембрийских фосфоритах Каратау (Казахстан), которые продолжил в ГИНе.

В 1970 г. по предложению академика Н. М. Страхова он перешел на работу в лабораторию геохимии осадочных пород, которую возглавлял с 1975 по 1995 г. В 1971 г. В. Н. Холодов успешно защитил докторскую диссертацию на тему "Осадочные концентрации ванадия, их типы, закономерности размещения и генезис". Результаты этой работы были опубликованы в 1973 г. в монографии "Осадочный рудогенез и металлогения ванадия", которая в 1976 г. была отмечена премией Московского общества испытателей природы.

С 1971 г. В. Н. Холодов на протяжении многих лет занимался изучением особенностей осадконакопления мезозойских и кайнозойских осадочных — преимущественно углеродистых — толщ Крымско-Кавказского региона (результаты работ изложены в монографии 1981 г., написанной совместно с Р. И. Недумовым, "Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья").

Одновременно ученого интересовала проблема катагенетических преобразований глинистых отложений: им было предложено различать ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА ХОЛОДОВА

рассольные процессы, описаны различные виды геохимико-минералогической зональности и рудных скоплений, возникающих вследствие реализации этих явлений. Результаты этого направления исследований опубликованы в монографиях "Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах на примере Восточного Предкавказья" (Холодов, 1983), и "Колчеданные месторождения Большого Кавказа" (Холодов, Кикнадзе, 1989).

В. Н. Холодов был талантливым педагогом – его лекции неизменно вызывали большой интерес у студентов-геологов. Он работал профессором кафедры литологии МИНХиГП – ГАНГ им. И. М. Губкина (1985–1993), на кафедре литологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова в течение 15 лет читал курс лекций "Геохимия осадочного процесса". Результатом этой работы стала публикация в 2006 г. одноименной монографии, в которой обобщен большой фактический литолого-геохимический материал, собранный автором за более чем 50 лет его активной геологической деятельности.

В 2005 г. В. Н. Холодову было присвоено звание "Заслуженный деятель науки Российской Федерации".

В. Н. Холодов выполнял большую научноорганизационную работу. С 1967 г. он работал в редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», вначале ответственным секретарем и заместителем главного редактора, а с 1980 по 2015 гг. — главным редактором. Ученый принимал активное участие в организации Всесоюзных и Всероссийских литологических совещаний. Он являлся также членом редколлегии журнала "Геология рудных месторождений".

В. Н. Холодову было присуще стремление к развитию новых направлений в науке, высокий профессионализм, ярко выраженная преданность науке, неувядаемая тяга к познанию тайн жизни Земли. Готовность к дискуссиям и отстаиванию своих научных позиций, оригинальность мышления — свойственные ему черты. До последних дней своей долгой творческой жизни он сохранял ясный ум и желание работать.

Отличительной чертой В. Н. Холодова была прекрасная память. Воспоминаниями о людях, с которыми приходилось работать или просто встречаться на протяжении долгой жизни, В. Н. Холодов всегда был готов делиться с коллегами в многочисленных публикациях и устных беседах. Собеседников Владимира Николаевича всегда восхищало его глубокое знание русской и иностранной поэзии — он читал наизусть множество стихов и даже поэм.

Память о Владимире Николаевиче Холодове навсегда останется в наших сердцах.

> Редколлегия журнала "Литология и полезные ископаемые" Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых ОНЗ РАН Литологи Геологического института РАН Друзья и коллеги

——— ПОПРАВКИ ——

К статье А. Д. Люткевич, И. Ф. Габлина, Е. В. Наркевский, И. Г. Добрецова, А. А. Киселев, Н. В. Горькова "Минералы-индикаторы гидротермальной деятельности в поверхностном слое донных осадков гидротермального узла Победа (17°44.9'-17°07.6' с.ш. САХ)", опубликованной в № 4. 2023. Т. 58. С. 338–358. **DOI:** 10.31857/ S0024497X23700179, **EDN:** TMMFHF.

На с. 355 на рис. 13 цифровые надписи на осях треугольника должны быть изменены так, как представлено на приложенном исправленном рисунке.



Рис. 13. Составы халькопирита из поверхностного горизонта осадков рудоносных осадков и руд гидротермального узла Победа

Группа 1 — халькопирит из ламелей (л) неидентифицированной фазы из верхнего горизонта осадков станции 37L245g; группа 2 — теоретический состав халькопирита, халькопирит из верхнего горизонта осадков станции 37L245g и из сульфидных руд гидротермального узла Победа (ст. 37L204d, неопубликованные данные авторов); группа 3 — халькопирит из верхнего горизонта осадков станции 37L075k и из ламелей (л) в сульфидных рудах гидротермального узла Победа (ст. 37L204d и ст. 37L107d, неопубликованные данные авторов).

К статье В. Г. Эдер, А. Г. Замирайлова, П. А. Ян "Особенности использования литогеохимических индикаторов с целью реконструкции палеоклимата и состава источников сноса в Западно-Сибирском позднеюрсконижнемеловом осадочном бассейне", опубликованной в № 6. 2023. Т. 58. С. 588–599. **DOI:** 10.31857/ S0024497X2370026X, **EDN:** MVIUHE.

На с. 588 (в аннотации), с. 592 (левый столбец), с. 596 (правый столбец) слово "семиаридный" дано не верно, следует читать: "семигумидный".