

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН РАН)



ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ (ЛИТОЛ 2025)

Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием), посвященной памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН РАН)





МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ (С ИНОСТРАННЫМ УЧАСТИЕМ)

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ (ЛИТОЛ 2025)

01-05 апреля 2025 г.

Конференция посвящена памяти Анны Григорьевны Коссовской (1915–2000) Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003)

> Москва ГЕОС 2025

УДК 552.5; 551.3.051 ББК 26.323 Ф 85

Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). Фундаментальные проблемы изучения вулканогенноосадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2025). Конференция посвящена памяти Анны Григорьевны Коссовской (1915– 2000) и Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003). – М.: ГЕОС, 2025. 327 с.

ISBN 978-5-89118-902-7 DOI 10.34756/GEOS.2025.17.39204

> Ответственный редактор *Е.В. Щепетова*

На 1-й странице обложки: Кварцевый песчаник из рифейских отложений Оршанской впадины (петрографический шлиф, фото В.В. Костылевой) На последней странице обложки: Вверху: Нижнечетвертичные (гелазий) пески с горизонтальной и мульдообразной слоистостью в береговых уступах Таманского полуострова (фото И.В. Латышевой) Внизу: Текстура волновой ряби в рифейских отложениях Сибирской платформы, бассейн р. Анабар (фото М.И. Тучковой)

> © ГИН РАН, 2025 © Издательство ГЕОС, 2025

Постседиментационные изменения карбонатных пород (пути и задачи исследований)

Ни одно исследование карбонатных пород не может обойтись без рассмотрения их постседиментационных изменений, т.е. диагенетических и катагенетических процессов и их продуктов. Процессы определяются интенсивностью и направленностью. Интенсивность – это морфологическое выражение количества продукта; направленность – это смена одного продукта другим, а также смена генераций продуктов.

От узкоспециального вопроса разделения первичных и вторичных структурных признаков породы тянется цепочка к диагностике литологических и генетических типов, к достоверности палеогеографических построений, к мощностям стратиграфических подразделений, а отсюда к переломным моментам геологической истории. Примером могут служить вторичные псевдообломочные структуры, которые часто диагностируются как седиментационные.

Изучение постседиментационных процессов позволяет понять природу и характер коллекторских свойств породы, определить процесс их формирования, характер распределения в разрезе, оценить достоверность показателей, полученных физическими методами исследования коллекторов.

В некоторых типах карбонатных пород, обогащенных органическим веществом, процессы его разложения и преобразования играют определяющую роль в постседиментационных изменениях. По соотношению с минеральными образованиями выявляется аллохтонный или автохтонный характер органического вещества.

Продукты постседиментационных процессов зависят от многочисленных факторов, действующих на этапах диа- и катагенеза, сменяющих и накладывающихся друг на друга. Поэтому определение последовательности выделения продуктов представляет собой непростую задачу.

Среди постседиментационных выделяются физические, физикохимические, биологические и биохимические процессы, включающие, в свою очередь, многочисленный ряд процессов. Ниже рассмотрены лишь некоторые из них.

Уплотнение, сопровождающееся растворением, выражается в сближении и деформации структурных компонентов, в уменьшении порового

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт («ВНИГНИ»), Москва, Россия

пространства, появлении сутур и стилолитов. По деформации структурных компонентов определяется этап литогенеза. Обилие стилолитов создает псевдогоризонтальную слоистость. Некоторые уровни карбонатных разрезов насыщены стилолитами, в других они почти не встречаются. Есть ли связь между возрастом, структурным положением, глубиной залегания пород и количеством в них стилолитов? Это важно для оценки перспектив нефтегазоносности, так как сутуры и стилолиты – зоны проницаемости для флюидов.

Цементация выражается двумя видами: цементация структурных компонентов и цементация пустот (в том числе трещин) в литифицированной породе. В цементе выделяется размер (микро-, тонко-, мелко-...), форма (скаленоэдрическая, волокнистая, изометричная, ...) кристаллов; соотношение цемента со структурными компонентами (крустификация, регенерация, мениски, микросталактиты). Цементация пустот, кроме размера и формы кристаллов, включает инкрустацию стенок: простую и сложную, одно- и многогенерационную), сплошную или прерывистую, представленную одним минералом или разными. Изучение последовательности образования продуктов цементации позволяет восстановить историю породного бассейна. В карбонатных породах кальцит цементации часто сливается с кальцитом перекристаллизации, что осложняет диагностику литогенетического типа и его привязку к определенным условиям осадконакопления. Отсюда грейнстоун до этого вполне мог быть пакстоуном и даже вакстоуном. Необходимо установить признаки, позволяющие отделить один процесс (и его продукт) от другого для разных литотипов.

Перекристаллизация – увеличение кристаллов – рассматривается по интенсивности своего проявления. Интенсивность определяется величиной вновь образованных кристаллов и морфологическим типом их скоплений. Перекристаллизация проявляется по-разному в различных структурных типах; затрагивает компоненты, цемент, компоненты с цементом. Так, органогенные остатки перекристаллизовываются в разных литотипах по-разному и в разное время относительно друг друга. На основе разновозрастного фактического материала предлагается построить ряды перекристаллизации структурных компонентов, в том числе органогенных остатков. Например, для остатков скелетов одного типа, находящихся в разрезах разных структурно-формационных зон или для разных остатков скелетов одной зоны. Перекристаллизацию, охватывающую участки пород с выделением морфологических типов, привязывать к геологическим телам, в пределах которых выявлять зоны её разного проявления. В процессе перекристаллизации изменяется содержание элементов-примесей и изотопов, которые вытесняются в поровые воды, связующую массу или цемент и вовлекаются в другие процессы на прилегающих или удаленных участках. Для анализа изменений значений изотопов кислорода и углерода необходимо исследование их связи со структурными компонентами различного типа, микритовыми и спаритовыми агрегатами разного происхождения. При проведении изотопного анализа весьма важен качественный отбор проб и согласование полученных результатов с микроскопическими литологическими данными.

Метасоматоз – замещение одного вещества (карбонатного) другим (карбонатным или некарбонатным: сульфатным, кремниевым, хлоридным и т.д.). Необходимо установить признаки таких замещений. Являются ли они общими для всех замещающих веществ или разные вещества обладают своими особенностями? Каков источник замещающего вещества? Какие факторы контролируют дифференцированный характер замещения? Какова роль ассоциаций метасоматических минералов?

Растворение и выщелачивание. Интенсивность растворения определяется структурно-текстурными особенностями пород. Продукт этого растворения – емкостное пространство – имеет свои особенности для каждого литотипа, т.е. размер и морфология пустот реализуются в значениях пористости и проницаемости. Набор статистики по литогенетическим и генетическим типам разных стратиграфических уровней, разным геологическим телам позволяет установить преобладающую структуру емкостного пространства с соответствующими значениями фильтрационно-емкостных свойств. А это уже прогноз коллекторов. Всякое несоответствие установленным зависимостям приведет к поискам причин, а значит и к более тщательному анализу постседиментационных изменений.

Продукты постседиментационных процессов (окремнение, пиритизация, ...) маркируют важные геологические уровни, например, поверхности перерывов. Важно собирать, анализировать и классифицировать данные явления, необходимые для восстановления истории геологического развития породного бассейна.

Постседиментационные процессы меняют вещественный состав, структуру и текстуру карбонатной породы. Весьма важно учитывать их последовательность при интерпретации химико-аналитических данных, т.к. первично кремнистая порода по химическому составу может стать известняком и, наоборот, известняк – силицитом. Наложение на вторично измененные карбонаты тектонического фактора приводит к формированию псевдобрекчий, ранее принимаемых за седиментационные. Перераспределение вещества приводит к возникновению желваковых, комковатых, пятнистых текстур. Текстуры cone-in-cone характерны только для специфических типов карбонатных отложений. *Назрела необходимость создания каталога (атласа) текстур карбонатных пород, с особым вниманием к вторичным текстурам.*

Минеральный состав аргиллитов Краснодонецкого шахтного поля

Определение степени постседиментационного преобразования осадочных пород является актуальной проблемой. В настоящее время для установления степени катагенетической переработки пород используются косвенные методы. Например, степень преобразования углевмещающих пород можно оценить по степени метаморфизма углей, которая устанавливается по отражательной способности витринита и объему летучих компонентов в углях. Более точно определить степень постседиментационного преобразования пород помогает установление минеральной парагенетической ассоциации. Для этого часто используют такие методы, как химический анализ и растровая электронная микроскопия. Однако на основе этих методов невозможно установить точный минеральный состав пород, поскольку многие породы состоят из слоистых минералов, необходимо использовать рентгенофазовый анализ.

В геологическом строении района принимают участие свиты С⁴₂-С⁷₂ среднего отдела и свита С¹₃, верхнего отдела карбона, а также породы палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов. Преимущественно эти породы представлены аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и известняков. Основные тектонические элементы района – Краснодонецкая синклиналь и сопредельные с ней Екатерининская и Северная антиклинали. Краснодонецкая синклиналь имеет субширотное простирание с северо-запада на юго-восток. Северное крыло синклинали крутое (углы падения 60-80°), южное – пологое (10-20°). В восточной и западной частях синклиналь осложнена небольшими дополнительными складками. В восточной половине района северное крыло синклинали разрывается Краснодонецким надвигом, имеющим южное падение под углом 70-80°. Промышленная угленосность приурочена к свитам C₂⁴, C₂⁵, C_2^7 . Рабочей мощности достигают угольные пласты i_2^1 , i_3 , i_3^1 , κ_1 ; κ_2^H , κ_2^B , m_8^H и m^B₉. По степени метаморфизма угли относятся к маркам Т и А. Содержание золы в углях составляет 8-28%, содержание серы изменяется от 0.6 до 8.6% [4].

Образцы были отобраны в районе пос. Углекаменный на породном отвале шахты «Краснодонецкая» и № 17 «Синегорская» Краснодонецкого шахтоуправления. По состоянию на 1983 год Краснодонецкое шахто-

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

управление разрабатывало высокогазоносный. отнесенный к опасным по внезапным выбросам угля и газа антрацитовый пласт m₈ общей мощностью в пределах шахтного поля 0.95-1.65 м. Он разделен прослойками глинистого сланца мошностью 0.1-0.25 м. Глубина разработки 410-595 м, угол падения пласта восточной части шахтного поля 5-8°, западной – 10–13°. По состоянию на 1995 год средняя мощность пласта m₈¹ 1.55–1.68 м. Угол падения пласта изменяется от 6 до 12°. Зольность угля – около 16%, содержание серы – более 2%.

Изучение вещественного состава проведено методами растровой электронной микроскопии (полированные напыленные углеродом препараты изучались на микроскопе Tescan VEGA II LMU) и методом рентгенофазового анализа (съемка порошковых препаратов на дифрактометре ДРОН-7 с медным излучением). Работы выполнены в ЦКП «ЦИМС» ЮФУ.

На снимках РЭМ в образцах № 9, № 3 и № 10 не прослеживается явных изменений структуры пород (кроме изменения размеров частиц и микроагрегатов глинистых минералов, что может быть связанно с их терригенной переработкой на ранних стадиях литогенеза [2]), образцы имеют чешуйчатую текстуру, частицы и агрегаты глинистых минералов хорошо видны и не имеют четкой ориентировки. На снимках наблюдается большое количество угловатых межчастичных и межмикроагрегатных пор различной формы (рис. 1) [3].



Рис. 1. Микростроение аргиллитов (РЭМ, изображение SE)



Рис. 2. Рентгенограммы образцов

На дифрактограммах всех образцов негорелых аргиллитов четко выделяются мусковит, хлорит и кварц (рис. 2). В образце № 05 отмечено присутствие аллотигенного (высокотемпературного) мусковита и доломита. В образцах № 05 и № 09 присутствует накрит (политипная модификация каолинита T > 200 °C). В образцах № 03, № 05, № 09 отмечается сидерит, а в образцах № 03, № 09, № 10 полевой шпат (альбит). Этот состав указывает на катагенетические преобразования, приведшие к иллитизации и хлоритизации. Малое содержание каолинита в образцах объясняется тем, что, начиная со стадии жирных углей его содержание резко снижается, а со стадии тощих углей он полностью исчезает, переходя в минералы со слюдистым типом структуры, а в среде, богатой Са и Mg – через серпентиноподобные минералы в хлорит. Преобразование, вследствие неоднородных Si-Al-тетраэдрических замещений при переходе от двухэтажного пакета каолинита к трехэтажному слюдистому типу, происходит через серию монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований.

Отсутствие монтмориллонита в образцах обусловлено его полным исчезновением еще на стадии жирных углей и переходом в неупорядоченные смешанослойные образования. Аллотигенные гидрослюды с максимальной скоростью сорбируют К, и относительно крупнопластинчатые и слабо деградированные разности в наибольшей степени восстанавливают первоначальные свойства [2].

В целом в аргиллитах Краснодонецкого шахтного поля можно выделить мусковит-хлорит-кварцевую парагенетическую ассоциацию с сидеритом, полевым шпатом (альбитом) и доломитом. Полученный минеральный состав совпадает с парагенетической ассоциацией, выделенной А.Г. Викуловым, которая соответствует поздней стадии литогенеза (метагенеза) и углефикации (угли Т – ПА – А): пирит-доломит-мусковитхлорит-кварц-альбитовая. Единственными отличиями являются наличие сидерита и отсутствие пирита в изучаемых образцах. По данным декрепитации пирита, температуры образования данной парагенетической ассоциации 190–260 °C [1]. Полученные результаты представляют интерес при проектировании рациональных схем отработки и индустриального использования пелитовых пород из породных отвалов угольных шахт и углеобогатительных предприятий на территории Восточного Донбасса.

Литература

1. Викулов А.Г., Седаева К.М., Викулова Е.А. Пирит угленосных отложений Донбасса (стадии формирования и типоморфные признаки). М.: Изд-во МГУ, 2002. 171 с.

2. *Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

3. *Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А.* Микроструктура глинистых пород. М.: Недра. 1989. 211 с.

4. Череповский В.Ф., Тимофеев А.А. Угольная база России. Том І. Угольные бассейны и месторождения европейской части России (Северный Кавказ. Восточный Донбасс. Подмосковный. Камский и Печорский бассейны. Урал). М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000. 483 с.

Формации трансгрессивно-регрессивного цикла в Волго-Уральской области и полезные ископаемые

Волго-Уральская область представляет собой восточную часть Восточно-Европейской платформы, лежащую примерно между средним течением р. Волги на западе и предгорьями Среднего и Южного Урала на востоке. Северной границей служит поднятие Тимана, а южный резкий уступ – общий с северным бортом Прикаспийской синеклизы. Волго-Уральская область в течение байкальского и герцинского циклов тектогенеза представляла зону интенсивной тектоно-магматической активизации (ТМА), развивавшуюся под мощными процессами байкальского и герцинского рифтогенеза, шарьяжно-надвиговых движений, сопутствующих формированию крупнейшего орогенного пояса Урала. В эти длительные промежутки времени формируются определенные генетические типы структур (авлакогены, синеклизы, наложенные впадины и прогибы), выполненные своеобразными комплексами осадочных и магматических формаций и свойственными им парагенными комплексами полезных ископаемых [6]. Комплексы формаций и вмещающие их структуры, отвечающие определенному этапу развития, обычно объединяют под названием структурных этажей или структурно-вещественных комплексов. Внутри структурных этажей выделяются структурно-формационные структуры, названные нами областями опускания некомпенсированного типа (OOHT) и приуроченные к генетическим типам структур [3].

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционнотопографическая впадина, прогибы некомпенсированного типа и области опускания некомпенсированного типа. Отличие между ними состоит в том, что за причину их возникновения приняты факторы: седиментационные, тектоно-седиментационные в условиях тектонического растяжения или сжатия.

Накопление формации трансгрессивно-регрессивного цикла происходило в пределах областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ) [4]. Согласно Р.Н. Валееву и другим [6], трансгрессивная группа формаций – наряду с преимущественным накоплением продуктов механического разрушения материнских пород на фоне некомпенсированного

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН Республики Татарстан, Казань

осадконакопления (преобладания скоростей тектонических опусканий над скоростями осадконакопления) в морских мелководных условиях происходит выпадение в осадок труднорастворимых соединений железа, марганца, фосфора, кремнезема и других элементов. Инундационная группа формаций – преобладание биохемогенных процессов литогенеза над механическим процессом с формированием трех формационных групп, отвечающих соответственно условиям компенсированного и некомпенсированного осадконакопления: а) доманиковой кремнисто-глинистокарбонатной, б) рифогенной и в) сульфатно-карбонатной. Отличается накоплением органического вещества (OB) только сапропелевого ряда. Регрессивная группа отвечает условиям быстрого, компенсированного осадконакопления и включает соленосные и угленосные формации. При их формировании происходит резкое снижение накопления ОВ сапропелевого ряда с возрастанием гумусового ряда, выполняют роль региональной покрышки. Вертикальный ряд формаций ООНТ представляет собой нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (клиноформная карбонатная и терригенная) – нефтеэкранирующая (галогенная, терригенная).

Возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах – есть результат опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями. Передача тектонических напряжений опускания происходила через Прикаспийское перикратонное опускание. Поэтому граница доманиковой формации омолаживается в северном направлении, а регрессивной угленосной формации – в южном направлении. Шарьирование блоков океанической коры на край платформы привело к перикратонному опусканию восточной части Восточно-Европейской платформы; расколы кристаллического фундамента породили грабены, в которых проявился интенсивный магматизм. Эти платформенные грабеновые структуры характерны преимущественно для времени формирования на платформе терригенной толщи девона [6]. По мере усиления тангенциального сжатия, на платформе усиливаются процессы опускания и формирования систем сводовых поднятий; возникает некомпенсированная осадконакоплением Камско-Кинельская система прогибов. Согласно О.М. Мкртчану [8], этапы горизонтального сжатия приурочены преимущественно к доманик-раннефаменскому этапу геологического развития Волго-Уральского региона. Поэтому он подчеркивал ошибочность представлений, рассматривающих Камско-Кинельскую систему прогибов в качестве разновидности грабеновых структур, а ее образование – как результат глобальных растяжений земной коры, охвативших в позднедевонскую эпоху восточную окраину платформы. Е.В. Артюшков, рассматривая формирование глубоких осадочных бассейнов Западной Сибири и Московской синеклизы, приходит к выводу, что рифты играют основную роль при начальных этапах опускания, а позже их роль второстепенна [2]. Действительно, такие представления находятся в противоречии с данными об основных типах конседиментационных дислокаций, разрывных нарушений и региональных форм, развивавшихся в течение доманикового и мендымско-раннефаменского этапов и однозначно характеризовавших геодинамическую обстановку горизонтального сжатия. При этом формирование структур некомпенсированного типа в осадочных бассейнах платформ тесно связано с возникновением островных дуг андезито-базальтового состава в приграничных подвижных поясах [11]. На основе формационного анализа эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных толщ установлено трехцикловое строение Уральской геосинклинали в палеозое [7]. Каждому циклу соответствует формационный ряд, состоящий из вулканических серий, флиша и олистострома; цикл завершается шарьированием.

ТМА во время формирования ООНТ отмечается присутствием прослоев тонкозернистого туфогенного материала в мендымских отложениях типа доманика на юге Пермской области [1] и в верхнеказанских отложениях Татарстана [9]. Возникновение углеродисто-кремнистой формации сопряжено с некоторым запаздыванием осадконакопления по отношению к циклам и фазам спилит-кератофирового (эвгеосинклинали), доманиковой – андезитового (островные дуги), кульма-липаритового (вулканогенные пояса) вулканизма, что определяет их минерагеническую специализацию [6]. В связи с этим надо отметить, что эпохи накопления органического вещества повторяют с некоторым запозданием этапы магматической активности [3]. Дополнительное поступление биогенных элементов в бассейн седиментации происходило в результате денудационных процессов в областях развития магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальных эксгаляций во время геофлюидодинамических активизаций. Дифференциация химических элементов и рудных компонентов в седиментационных бассейнах происходила в зависимости от физико-химических условий осадконакопления.

Рифогенная формация служит источником карбонатного материала для производства соды (Стерлитамакский содовый комбинат, Республика Башкортостан), с сульфатно-карбонатной формацией связаны месторождения серы (Водинское серное месторождение, Самарская область), с отложениями типа доманика связаны перспективы открытия полиметаллических месторождений в Татарстане [9]. Доманиковая формация является нефтематеринской в пределах Волго-Уральской области и перспективна для получения сланцевой нефти. Полученные притоки нефти из доманиковых отложений приурочены к зонам надвиговых движений, где происходил рост температуры и продуцирование углеводородов [5, 10]. Парагенезис доманиковых, рифогенных и сульфатно-карбонатных отложений привел к накоплению элементарной серы в сульфатно-карбонатных и рифогенных формациях, что, в свою очередь, привело к присутствию сероводорода в составе газов месторождений УВ в результате реакции элементарной серы с углеводородами [4].

Литература

1. Аверьянов В.И., Хафизов М.М. Магматогенные образования палеозоя Русской платформы // Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань, 1976. С. 76–81.

2. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Сильная неоднородность погружения земной коры в Западно-Сибирском осадочном бассейне как результат больших вариаций поступления в нее поверхностно-активных флюидов из мантии // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 20–22.

3. *Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981.С. 16–20.

4. *Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа, 1989. С. 53.

5. Аухатов Я.Г. Надвиговые движения и нефтеносность доманиковых отложений // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы 51 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 41–44.

6. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.

7. *Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.

8. *Мкртчян О.М.* Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 133 с.

9. Чайкин В.Г., Месхи А.М., Глебашев С.Г., Закирова Ф.М. Рудогенерирующие системы платформенного чехла Татарстана / /Георесурсы. 2001. № 2(6). С. 41–46.

10. Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области // М.А. Камалетдинов, В.П. Степанов, И.М. Жуков и др. М.: Наука, 1990. 149 с.

11. Эллерн С.С. Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов // Геология и геохимия нефтеносных отложений. Казань: Изд-во КГУ, 1987. С. 57–63.

Месторождения цеолитов России и стран СНГ

Цеолитовые породы представляют собой важный объект исследования как с научной, так и с прикладной стороны. Имея вулканическую природу, они образуются аналогично бентонитовым глинам – по магматическим и эффузивным породам под действием слабощелочных растворов. С минералогической точки зрения, цеолиты представляют собой целую группу, состоящую из более чем 200 минералов, отличающихся друг от друга, в первую очередь, соотношением алюминия к кремнию, размером входных окон и формой кристаллов [1].

В отличие от глинистых минералов, имеющих слоистую структуру, способную к набуханию, цеолиты имеют жесткий кристаллический каркас. Дефекты в кристаллической решетке, образовавшиеся за счет изоморфных изменений в структуре цеолитов, приводят к появлению отрицательного заряда в так называемых каналах – шестигранных наноразмерных полостях, пронизывающих все тело минерала. Именно эта особенность позволяет использовать цеолиты в качестве молекулярного сита – то есть пропускать определенные молекулы и ионы небольшого размера сквозь структуру минерала и задерживать крупные молекулы [1, 2].

По условиям образования выделяется три основных генетических типа – осадочный, вулканогенно-осадочный и гидротермальный.

К первому типу относятся цеолиты осадочного типа, в основном встречающиеся в пределах Русской и Сибирской платформ, а также Западно-Сибирской плиты. Для осадочного типа месторождений характерно образование цеолитов в морских платформенных бассейнах со спокойной гидродинамической обстановкой, в условиях гумидного или полуаридного климата. Материалом для образования служит аморфный хемобиогенный кремнезем, а также алюмосиликатные гели и глинистые минералы [1, 3], которые поступают с речными стоками с суши в морские и озерные бассейны. Крупные месторождения высококачественного так называемого «вулканического» цеолита представлены вулканогенно-осадочным и гидротермальными типами. В большинстве случаев первичным материалом для образования цеолитов являются кислые породы, поскольку

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

² Российский университет дружбы народов, Инженерная академия (РУДН), Москва, Россия

аморфный опал-кристобалит неустойчив в щелочной среде. В структурном плане месторождения вулканогенно-осадочного и гидротермального генезиса приурочены к краевым частям платформ, складчатым поясам и рифтогенным зонам, и образуются в периоды активизации вулканической деятельности [1, 4].

Стоит отметить, что часто месторождения цеолитов пространственно связаны с месторождениями перлитов, силицитов, бентонитов, либо каменных и бурых углей. Если в первых двух случаях пространственную связь можно объяснить тем, что перлиты и силициты являются исходным источником легкорастворимого кремнезема, то пространственная связь с угольными бассейнами объясняется тем, что наличие бурых или каменных углей является парагенетическим признаком, свидетельствующим о благоприятных условиях накопления пеплового материала и дальнейшего цеолитообразования – прибрежные морские бассейны, лагуны, заливы и соленые озера [1,4]. Бентонитовые глины образуются в тех же условиях, что и цеолиты, но при более низких значениях pH и избытке магния в воде [1, 5, 6].

Различные условия образования, а также состав и тип исходного материнского материала влияют на цветовые и текстурно-структурные особенности образовавшихся цеолитовых пород. Поскольку цеолиты осадочного генезиса в основном находятся в составе опал-кристобалитовых пород в подчиненном количестве, макроскопически у них идентичный с трепелом вид – легкие породы светло-серого и бежевого цвета с массивной, либо толсто-, тонкоплитчатой текстурой (рис. 1а). Они имеют довольно высокое водопоглощение и низкую прочность, легко царапаются.

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные цеолиты часто наследуют текстурные особенности материнских пород, они имеют либо однородную массивную (см. рис. 1б), либо обломочную брекчиевидную текстуру (см. рис. 1в). Причем обломки могут быть сложены как исходным не преобразованным вулканическим веществом, так и перекристаллизовавшимися цеолитами. Цветовая гамма вулканогенных цеолитов разнообразна. В основном для них характерны различные оттенки зеленого, голубоватого, бежевого, серого и белого цвета. Более редки розоватые разности. Цвет цеолитов зависит не только от их химического состава, но и от примесей. Примесь смектита более 20% может окрашивать цеолиты в розовые тона (см. рис. 1г).

Для цеолитов вулканического типа характерна высокая прочность: как и скальные породы они устойчивы к механическому воздействию, но за счет своей природной пористости имеют довольно высокое водопоглощение – до 50–70% от собственного объема.

Микроструктуры цеолитов разнообразны и представлены как скрытокристаллическими, так и хорошо раскристаллизованными разностя-



Рис. 1. Макрофотографии цеолитовых пород различных типов: А – массивная однородная цеолитсодержащая порода светло-серого цвета (Хотынецкое м-е, Орловская обл.); Б – тонкоплитчатый мелкозернистый цеолит зеленоватого цвета (м-е Хонгуруу, Респ. Саха (Якутия)); В – цеолитизированный туф с брекчиевой структурой (Ягоднинское м-е, Камчатский край); Г – гнездо розового цвета с повышенным содержанием смектита в цеолитовой породе (Ягоднинское м-е, Камчатский край)

ми. Наиболее активно кристаллизация развивается в полостях и порах пород.

Для цеолитовых пород осадочного генезиса в основном характерны алевритовые и алевропелитовые структуры с реликтами диатомовых водорослей и радиолярий. Минералы группы цеолита присутствуют либо в виде тонкокристаллических игольчатых агрегатов, либо в скрытокристаллическом виде. Для цеолитовых пород вулканогенного генезиса больше характерны хорошо раскристаллизованные агрегаты игольчатой, призматической или пластинчатой формы.

На территории стран СНГ расположены крупные месторождения цеолитов, активно разрабатывавшиеся еще со времен СССР: Ноемберянская и Ширакская группы месторождений (Республика Армения), Айдагское месторождение (Республика Азербайджан), Сокерницкое месторождение (Украина), Тедзамское и Дзегвское месторождения (Грузия), Тайжузгенское и Чанканайское месторождения (Республика Казахстан). В основном они относятся к вулканическому типу, многие из них являются источником высококачественного сырья, импортировавшегося не только в Россию, но и страны Европы [7]. На территории России выявлено порядка 120 месторождений и проявлений цеолитов, однако на государственном балансе учитываются всего 18 месторождений с запасами категории А+В+С₁ – 594 млн т и категории С₂ – 799 млн т. Добыча цеолитовых пород имеет незначительные масштабы. Разрабатывается всего 4 месторождения: Хотынецкое (Орловская область) с запасами категории А+В+С1 6.9 млн т, Хонгуруу (Республика Саха (Якутия)) с запасами категории А+В+С, 11.3 млн т, а также Холинское (Забайкальский край) и Чугуевское (Приморский край) с запасами категории А+В+С, 129.6 и 20.6 млн т соответственно [7]. Суммарная годовая добыча составляет порядка 60-80 тыс. т. Прогнозные ресурсы цеолитового сырья на территории России составляет сотни миллионов тонн.

Основываясь на административном делении, выделяются пять крупных цеолитовых провинций: Центральная, Южная, Уральская, Сибирская и Дальневосточная.

Учитывая, что балансовые запасы месторождений цеолита Дальневосточного региона являются самыми крупными в России и обладают высоким качеством сырья, можно с уверенностью назвать Дальний Восток недооцененным и наиболее перспективным регионом.

Аналитические работы по изучению образцов цеолитов проведены в рамках базовой темы ИГЕМ РАН.

Литература

1. Дистанов У.Г., Аксенов Е.М., Сабитов А.А. и др. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. Москва: Изд-во «Геоинформатика», 2000. 399 с.

2. Коссовская А.Г. Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. 224 с.

3. *Marantos I., Christidis G.G., Ulmanu M.* Zeolite formation and deposits // Handbook of Natural Zeolites / Eds. V.J. Inglezakis, A.A. Zorpas. Bentham Science Publishers, 2011. P. 19–36.

4. Advances in the Characterization of Industrial Minerals / Ed. G.E. Christidis. Cambridge, UK: EMU and the Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, 2011. 485 p.

5. *Белоусов П.Е., Карелина Н.Д.* Вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения бентонитовой глины // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 63–75.

6. Белоусов П.Е., Карелина Н.Д., Морозов И.А. и др. Особенности условий образования, минерального состава и сорбционных свойств цеолитсодержащего трепела Хотынецкого месторождения (Орловская обл.) // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 5. С. 70–84.

7. Белоусов П.Е., Кайлачаков П.Э., Румянцева А.О. Минерально-сырьевая база цеолитов России // Георесурсы. 2024. № 26(4). С. 260–274.

А.С. Бяков^{1,2,3}, И.Л. Ведерников¹, И.В. Брынько¹

Изменение биоты, седиментации и геохимических характеристик в конце перми в глубоководных задуговых бассейнах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии)

Конец пермского периода ознаменовался крупнейшим в истории Земли вымиранием живых организмов. В это время исчезло более 95% морских организмов [1]. Это катастрофическое событие сопровождалось резкими изменениями седиментации и геохимических характеристик, наиболее достоверно реконструируемых в глубоководных разрезах пермских задуговых бассейнов Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дуги на Северо-Востоке Азии. Переходные пермо-триасовые отложения здесь представлены старательской свитой и балтинской толщей (Аян-Юряхский бассейн) и паутовской и гербинской свитами (Балыгычанский бассейн). Это довольно мощные (первые сотни метров) глинисто-алевролитовые отложения, стратиграфическая граница между которыми и фиксирует рассматриваемую событийную границу.

Дособытийный уровень (старательская и паутовская свиты) представлен своеобразными темно-серыми песчанистыми аргиллитами с прослоями алевролитов с характерной нарушенной слоистостью, образованной за счет плотностной дифференциации осадка [по 2], неяснопятнистыми текстурами и интенсивной биотурбацией. Встречаются многочисленные остатки бентосной фауны – иноцерамоподобные двустворчатые мол-

¹ Северо-Восточный комплесный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

² Казанский федеральный университет, Казань, Россия

³ Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

люски родов *Maitaia* и *Intomodesma* и гастроподы-эумфалиды *Straparolus* sp. [3, 4].

Лучше всего событийный уровень изучен в Балыгычанском бассейне [4]. Контакт паутовской свиты с вышележащими отложениями гербинской свиты отчетливый. Вверх по разрезу неяснослоистые, со следами биотурбации граувакковые породы паутовской свиты в интервале нескольких метров сменяются тонкоотмученными аргиллитами гербинской свиты, в которых присутствуют редкие сгущения (3–10 мм через 7–40 мм) светлосерых тонко-горизонтально-слоистых (нитевидные слойки от долей миллиметра до 1 мм) кварцево-полевошпатовых алевролитов. Иногда в этих слойках намечается градационная и косая слоистость, что позволяет интерпретировать данные отложения как контуриты и свидетельствует об углублении бассейна седиментации.

Появление в разрезе этих разновидностей пород маркирует событийный уровень, с которым совпадает полное исчезновение остатков фауны (иноцерамоподобных двустворчатых моллюсков и гастропод-эумфалид – типичных представителей пермской бореальной биоты) и каких-либо следов жизнедеятельности, в том числе текстур биотурбации осадка. За долгие годы исследований чуть выше событийной границы обнаружен единственный отпечаток пектиноидной двустворки *Claraioides* aff. *prrimitivus* (Yin) [5]; эти двустворки вели, как считается, псевдопланктонный образ жизни. Никаких других остатков фауны не найдено.

Установлено также существенное изменение петрографической характеристики отложений: кардинально меняется состав обломочной части алевролитов и песчаников (лититовую составляющую вытесняет обломочный кварц, при этом валовое содержание кремнезема значимо уменьшается). Первые раннетриасовые аммоноидеи *Tompophiceras pascoei* (Spath) найдены лишь примерно в 70 м выше по разрезу от подошвы гербинской свиты.

В основании событийного интервала по данным экспрессного количественного спектрального анализа выявлены резкие аномалии содержаний ряда химических элементов: Мо (увеличение с 1 до 5–25 г/т), Sn (с 2 до 5-12 г/т), Pb (с 5 до 40 г/т), As (с 5 до 95 г/т) и Sb (с 2 до 10 г/т), а также V и Hg. Фиксируются признаки аноксических обстановок: наблюдаются резко повышенные (на порядок) значения отношения Mo/Mn (до 0.048 вместо фоновых 0.002–0.008 для изучаемого бассейна) [6]. На событийном рубеже содержания Hg, нормированные на TOC, обнаруживают резкое увеличение (более чем в 3 раза), что является, согласно исследованиям многих авторов [7, 8; и др.], свидетельством проявления вулканизма.

Изучение величины δ¹³C_{орг} в пограничных пермо-триасовых отложениях в Балыгычанском бассейне [9] показало присутствие хорошо выраженного отрицательного тренда вблизи событийного интервала: от -24.7‰ до -27‰, что наблюдается и в большинстве разрезов мира на рассматриваемом уровне [10, 11]. Этот отрицательный тренд свидетельствует о резком падении биопродуктивности в бассейне.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ, проект № 24-27-00180, https://rscf.ru/project/24-27-00180/.

Литература

1. Global events and stratigraphy in the Phanerozoic / Ed. O.H. Walliser. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1995. 333 p.

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

3. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северовосточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.

4. *Бяков А.С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.

5. *Бяков А.С.* О полном объеме перми на Северо-Востоке Азии: палеонтологическое доказательство присутствия аналогов чансина // ДАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 363–365.

6. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Свидетельства аноксии на рубеже перми и триаса в глубоководных фациях на Северо-Востоке Азии // ДАН. 2007. Т. 417. № 5. С. 654–656.

7. Grasby S.E., Them T.R.II, Chen Z., Yin R., Ardakani O.H. Mercury as a proxy for volcanic emissions in the geologic record // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 196. 102880.

8. *Shen J., Feng Q., Algeo T.J., Liu J. et al.* Sedimentary host phases of mercury (Hg) and implications for use of Hg as a volcanic proxy // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 543. 116333.

9. Бяков А.С., Horacek М., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Захаров Ю.Д. Первая детальная запись δ¹³ С_{огд.} в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 347–350.

10. *Korte C., Kozur H.W.* Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review // Journ. Asian Earth Sci. 2010. V. 39. P. 215–235.

11. Yang B., Li H.X., Wignall P.B. et al. Latest Wuchiapingian to Earliest Triassic conodont zones and $\delta^{13}C_{earb}$ isotope excursions from deep-water sections in Western Hubei Province, South China // J. Earth Sci. 2019. V. 309(5). P. 1059– 1074.

Сферосидерит – история исследований и индикаторные возможности

Термин «сферосидерит» был впервые введен Д. Тиллом, обнаружившим его в алеврито-глинистых угленосных отложениях Мидлендса (Англия) [1]. Характерной особенностью округлых образований сидерита песчаной размерности была кристаллизация минерала из центра наружу с радиальным расположением кристаллов, дающим черный крест в скрещенных николях. В 1925 г. Э. Спенсер [2] выполнил первый обзор по сферолитам, рассмотрел связь радиально-лучистой (сферолитовой) и концентрически-зональной (оолитовой) структур, более детально охарактеризовал карбонатные сферолитовые образования (в основном сидеритовые) из осадочных бассейнов Англии и других стран: в глинах формации Вельден, в антрацитах Южного Уэльса, в угольных отложениях бассейна Дамуда (Индия) и др. Для некоторых образцов приведены данные химического состава валовых проб. Сделано предположение, что формирование сферосидеритов происходило путем быстрой кристаллизации из насыщенных или пересыщенных растворов.

Из небольшого количества ранних публикаций (конец XIX – первая половина XX вв.), содержащих сведения по сферосидериту [2-4], работа Т. Динса [5] – первая, специализированная по этой тематике. Она посвящена сферосидеритам верхнекаменноугольной терригенно-глинистой угленосной толщи Западного Йоркшира. На основе выполненных петрографических исследований и химических анализов дается детальная макро- и микроскопическая характеристика этих образований, обсуждаются условия их формирования и генезис сферолитовых структур. Автор считает, что формирование вмещающих подугольных отложений дельтового комплекса происходило на заключительных стадиях заиливания мелких лагун, богатых растительностью. Железо привносилось в форме гидрозоля оксида Fe, восстанавливаясь в результате биохимических реакций с образованием карбоната Fe, сферолитовая структура которого формировалась в процессе медленной кристаллизации из вязкого геля. В целом, на первом этапе исследований сферосидеритов получены первые данные по их распространению, макро- и микроскопическим особенностям, химическому составу и генезису.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

На втором этапе (вторая половина XX в.) в существенно возросшем количестве публикаций с результатами изучения сферосидеритов фанерозоя, есть и публикации российских литологов [6-9]. Характерно появление работ, где сферосидерит рассматривается как индикатор условий осадконакопления [10-17]. Этому способствует его раннедиагенетическое происхождение и слабая подверженность постседиментационным изменениям. Элементный состав сидерита используется для характеристики химии поровых вод во время его осаждения. Обнаружено, что пресноводный сидерит всегда относительно «чист», тогда как в морском сидерите наблюдается замещение Fe на Mg, в меньшей степени на Ca [10]. П.С. Мозли и П. Версин, выполнив в 1992 г. обзор по изотопии сидеритов, отметили, что континентальные отложения обычно имеют более высокие значения δ¹³С, чем морские [11]. Они предположили, что сидериты со значениями $\delta^{13}C < -8\%$ скорее всего морского, а со значениями $\delta^{18}O < -13\%$ и положительными значениями δ^{13} C – неморского происхождения. Построенная диаграмма стала широко использоваться при интерпретации данных изотопного анализа, которые при реконструкциях палеосреды обычно дополняются данными элементного состава сферосидеритов. Комплексирование аналитических методов позволило более детально обосновать изменения уровня моря [12, 17], палеоклимата, географического положения бассейна седиментации [15] и др.

В последнее десятилетие XX в. появляются работы с результатами исследования голоценовых сферосидеритов, образующихся в почвах и на обводненных заболачивающихся территориях. Отметим этапную работу Г. Людвигсона с соавторами (1998), впервые указавшими на наличие уникальной изотопной тенденции, названной линиями метеорного сферосидерита – MSL [16, 17]. Этот раннедиагенетический тренд характеризуется относительно неизменными значениями δ^{18} O и изменяющимися δ^{13} C. Неизменные δ^{18} O в пределах одного горизонта определяются местными среднегодовыми температурами метеорных вод, а изменяющиеся δ^{13} C – различиями биогеохимических процессов, производящих растворенный углерод в грунтовых водах. Благодаря открытию MSL стало возможным более обоснованное использование значений δ^{18} O и δ^{13} C сферосидерита для получения палеоклиматической и палеогидрологической информации.

На третьем этапе исследований (2000-е гг.) среди еще более возросшего количества публикаций, появился ряд работ корейских и китайских исследователей по голоценовым прибрежным отложениям Кореи и позднепермским угленосным отложениям Китая [18–20]. Отличительной особенностью этого этапа является активное использование в широком комплексе современных аналитических методов сканирующей электронной микроскопии с микрозондовым спектрометром, позволяющим выявлять состав и степень гетерогенности сферосидерита на микроуровне, уточнять характер вторичных изменений на разных стадиях литогенеза [20–24]. В работах этого этапа часто рассматриваются сидериты разных типов, выделяемые на основе, в первую очередь, микроскопических структурно-морфологических характеристик. Иногда при таком разделении учитываются элементный и изотопный составы и парагенез сидерита с другими аутигенными компонентами (чаще с пиритом) и с вмещающими отложениями [25]. Среди сферолитовых разновидностей выделяют до 5 типов, несколько различающихся по генезису, а в отдельных случаях – подверженных постседиментационным изменениям [20, 22–26].

Образование сферосидеритов в раннем диагенезе из пресных грунтовых вод признается всеми исследователями. Однако в прибрежных частях приморских равнин смешение морской и метеорной воды отражается в сферосидеритах положительным экскурсом δ^{18} О, проявлением пирита, увеличением соотношений Mg/(Ca+Mg) и Mg/Fe по сравнению с составом «чистых» континентальных разновидностей (>90 мол.% FeCO₃) [17]. Влияние моря и, соответственно, контрастные изотопные и элементные составы сферосидеритов из пресноводных и морских отложений, хорошо показаны в работах по голоцену илистого приливного побережья Кореи [18, 19] и дельтового комплекса Бразилии [25].

В одной из публикаций последних лет [24], на основе новых экспериментальных данных по поглощению элементов во время роста сидерита и детального комплексного исследования раннемеловых сферосидеритов Южной Англии, делается предположение о том, что неоднородность элементов в них отражает не просто химический состав поровой воды, а комплекс параметров: изменения pH, концентрации катионов, DIC, скорости роста и состояние насыщения сидерита в грунтовых водах. В более крупном масштабе различия морфологии и состава сферосидеритов палеопочв демонстрируют пространственную и временную изменчивость локальной гидрогеохимии и в целом динамику процессов в пределах заболачивающихся территорий. Авторы призывают учитывать более сложное взаимодействие указанных параметров, а также присутствие пирита и кальцита в сферосидеритах при реконструкциях как палеосреды, так и способа образования самих сферосидеритов (локально – превращение кальцита в сидерит).

Таким образом, раннедиагенетические аутигенные сферосидериты обычно формируются при активном микробиальном участии в пресноводных, богатых органикой, восстановительных обстановках и задокументированы преимущественно в палеопочвах и отложениях заболачивающихся территорий. На протяжении позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя сферосидериты сохраняют сходство составов и морфологии. Индикаторные возможности этих образований могут быть важным дополнением при детальных реконструкциях условий и обстановок формирования вмещающих отложений.

Литература

1. Summary of Progress of the Geological Survey of the UK for 1898. London, 1899. 127 p.

2. *Spencer E.* On some occurrences of spherulitic siderite and other carbonates in sediments // Q. J. Geol. Soc. Lond. 1925. V. 81. P. 667–705.

3. *Hallimond A.F.* Iron Ores: Bedded Ores of England and Wales. Petrography and Chemistry // Special Reports on the Mineral Resources of Great Britain. V. 29. Geological Survey of Great Britain. London, 1925. 139 p.

4. *Tomkeieff S.I.* On the Occurrence and Mode of Origin of certain Kaolinitebearing nodules in the Coal Measures // Proc. Geol. Assoc. 1927. V. 38. P. 518–547.

5. *Deans T.* The Spherulitic Ironstones of West Yorkshire // Geol. Mag. 1934. V. 719(2). P. 49–65.

6. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Наука, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).

7. *Феофилова А.П.* Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 67–74.

8. *Пешехонов Л.В.* К характеристике текстурно-структурных особенностей юрских сидеритов как возможных индикаторов степени диагенеза (на пример нефтегазоносных отложений Томской области) // Известия Томского политехн. ин-та. 1975. Т. 297. С. 50–53.

9. Баженов В.А., Недоливко Н.М., Симанова И.Г. Вторичное минералообразование в покрышках месторождений УВ // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 61–66.

10. *Mozley P.S.* Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite // Geology. 1989. V. 17. P. 704–706.

11. *Mozley P.S., Wersin P.* Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment // Geology. 1992. V. 20. P. 817–820.

12. *Hart B.S., Longstaffe F.J., Plint A.G.* Evidence for relative sea-level change from isotope and elemental composition of siderite in the Cardium Formation, Rocky Mountain Foothills // Bull. Canadian Petrol. Geol. 1992. V. 40. № 1. P. 52–59.

13. *Moore S.E., Ferrell R.E., Aharon P.* Diagenetic siderite and other ferroan carbonates in a modern subsiding marsh sequence // J. Sediment. Petrol. 1992. V. 62(3). P. 357–366.

14. *Browne G.H., Kingston D.M.* Early diagenetic spherulitic siderites from Pennsylvanian palaeosols in the Boss Point Formation, Maritime Canada // Sedimentology. 1993. V. 40. P. 467–474.

15. *Baker J.C., Kassan J., Hamilton P.L.* Early diagenetic siderite as an indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, Southern Bowen Basin, eastern Australia // Sedimentology. 1995. V. 43. P. 77–88.

16. *Ludvigson G.A., González L.A., Metzger R.A. et al.* Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology // Geology. 1998. V. 26(11). P. 1039–1042.

17. Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A. et al. Stratigraphic Implications of meteoric sphaerosiderite δ^{18} O values in paleosols of the Cretaceous (Albian) Boulder Creek Formation, Ne British Columbia Foothills, Canada // J. Sediment. Res. 2001. V. 71(6). P. 1017–1028.

18. *Choi K.S., Khim B.K., Woo K.S.* Spherulitic siderites in the Holocene coastal deposits of Korea (eastern Yellow Sea). Elemental and isotopic composition and depositional environment. 2003. Mar. Geol. V. 202. P. 17–31.

19. *Lim D.I., Jung H.S., Yang S.Y., Yoo H.S.* Sequential growth of early diagenetic freshwater siderites in the Holocene coastal deposits, Korea // Sediment. Geol. 2004. V. 169. P. 107–120.

20. Yang T., Shen Y., Qin Y. et al. Genetic mechanism and environment implications of siderites in the Lopingian Coal-Bearing Series, Western Guizhou of China: Constrained by whole-rock and in situ geochemistry // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. P. 1–18.

21. *Krajewski K.P., Gonzhurov N.A., Laiba A.A., Tatur A.* Early diagenetic siderite in the Panorama Point Beds (Radok Conglomerate, Early to Middle Permian), Prince Charles Mountains, East Antarctica // Polish Polar Research. 2010. V. 31. № 2. P. 169–194.

22. *Passey S.R.* The habit and origin of siderite spherules in the Eocene coalbearing Prestfjall Formation, Faroe Islands // Int. J. Coal Geol. 2014. V. 122. P. 76–90.

23. Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т., Покровский Б.Г., Покровская Е.В. Микроконкреции сидерита в глауконитсодержащих глинистоалевролитовых породах хайпахской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 554–582.

24. Sengupta R., Robinson S.A., Tosca N.J. Sphaerosiderites as sensitive recorders of non-marine depositional and diagenetic history: Insights from the Lower Cretaceous Wealden Supergroup // Depositional Rec. 2021. V. 7. P. 520–540.

25. *Rodrigues A.G., De Ros L. F., Neumann R., Borghi L.* Paleoenvironmental implications of early diagenetic siderites of the Paraíba Do Sul Deltaic Complex, Eastern Brazil // Sediment. Geol. 2015. V. 323. P. 15–30.

26. *Weibel R., Lindstrom S., Pedersen G.K. et al.* Groundwater table fluctuations recorded in zonation of microbial siderites from end-Triassic strata // Sediment. Geol. 2016. V. 342. P. 45–65.

Углистое вещество визейских отложений юга гряды Чернышева Тимано-Печорской провинции

В настоящее время большое внимание уделяется вопросу формирования нефтяных углеводородов из разновозрастных угленосных отложений. Не вызывает сомнения тот факт, что генерация жидких углеводородов возможна гумусовым и сапропелево-гумусовым органическим веществом. Подтверждением тому являются работы как отечественных, так и зарубежных исследователей [1–7].

На территории Тимано-Печорского бассейна с этой точки зрения представляют интерес отложения визейского возраста Предуральского краевого прогиба. К данной территории приурочены обнажения по руч. Изъяёль, литологически представленные углями и углистыми аргиллитами небольшой мощности – 0.1–0.2 м, иногда это линзовидные скопления и обломки углей в песчаниках и алевролитах. Кроме того, отмечается рассеянная углефицированная растительная органика в породах. Угли развиты в трех центральных пачках разреза, что подчеркивает цикличность осадконакопления и начало трансгрессивной фазы развития бассейна [8].

В углистых аргиллитах содержание органического углерода (C_{opr}) составляет 9.13% и достигает в углях 48.64% (табл. 1). Выход ХБА составляет от 0.04–2.47%. Об автохтонности битумоидов по отношению к вмещающим толщам свидетельствуют низкие значения коэффициента битуминозности $\beta^{XE}(XEA/C_{opr})$. Содержание насыщенных углеводородов незначительное. В групповом составе преобладают смолисто-асфальтеновые компоненты.

Данные о групповом составе образцов представлены в табл. 1.

В насыщенной фракции идентифицированы *н*-алканы состава $C_{12}-C_{31}$. Распределение *н*-алканов в изученных образцах достаточно схоже между собой: наблюдается одномодальное распределение с преобладанием в диапазоне н- C_{12} -н- C_{18} . Относительная концентрация низкомолекулярных алканов состава н- C_{12} -н- C_{18} варьирует от 43 до 63% (на сумму н-алканов). На долю *н*- $C_{25}-C_{31}$ приходится всего лишь от 3 до 11%. Характерно незначительно преобладание *н*- C_{15} и *н*- C_{16} над соседними гомологами; коэффициент нечётности $K_{Hq}C_{15} = 2*C_{15}/(C_{14}+C_{16})$ варьирует от 0.92 до 1.26, $K_qC_{16} = 2*C_{16}/(C_{15}+C_{17})$ изменяется от 1.08 до 1.31. Отношение н- C_{27}/H - C_{17} изменяется в пределах 0.08–0.20. Отношение изо-алканы/н-алканы – 0.09–0.22. Pr/Ph варьирует от 1.4 до 1.8. Значения изопреноидного коэффици-

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Таблица 1

Геохимическая характеристика пород и результаты исследования углей и углистых аргиллитов

Образец	66	105	106	117	120	125	126
Литология	угл. аргил- лит	уголь	уголь	угл. аргил- лит	уголь	уголь	уголь
НОП, %	91.9	93.4	96.9	91.9	96.2	83.39	97.7
C _{opr} , %	9.13	13.38	48.64	13.89	27.08	6.66	22.83
ХБА, %	0.08	0.08	2.47	0.31	0.30	0.04	0.08
β ^x _b , %	0.84	0.58	5.08	2.24	1.12	0.66	0.36
н-алканы и изопренаны							
\sum $H-C_{12}-H-C_{18}$	53	44	43	63	62	59	49
\sum <i>H</i> -C ₁₉ - <i>H</i> -C ₂₄	30	33	33	21	16	23	33
\sum <i>H</i> -C ₂₅ - <i>H</i> -C ₃₁	7	10	7	3	4	7	11
К _{нч} С ₁₅	1.26	1.10	1.06	1.18	1.06	1.06	0.92
К _ч С ₁₆	1.14	1.27	1.31	1.18	1.08	1.08	1.26
$\mu - C_{27}/\mu - C_{17}$	0.13	0.20	0.19	0.07	0.08	0.15	0.13
изо-/н-алканы	0.10	0.14	0.22	0.15	0.21	0.12	0.09
Pr/Ph	1.8	1.7	1.9	1.4	1.5	1.3	1.4
$K_i = (Pr+Ph)/(C_{17}+C_{18})$	0.20	0.32	0.42	0.18	0.23	0.13	0.16
Pr/C ₁₇	0.24	0.39	0.54	0.19	0.24	0.14	0.18
Ph/C ₁₈	0.15	0.25	0.30	0.16	0.22	0.12	0.14

руч. Изъяёль методом газовой хроматографии

ента (K_i), Pr/н-C₁₇ и Ph/н-C₁₈ битумоидов ниже единицы и составляют 0.13–0.42, 0.14–0.54 и 0.12–0.30 соответственно. Такие значения коэффициентов характерны для OB, накопление которого протекало в лагунных условиях в слабоумеренно-восстановительной обстановке.

Построение масс-фрагментограмм по характерным для стеранов фрагментарным ионам (по m/z 217, 218) показало отсутствие определяемых концентраций этих соединений.

На масс-хроматограммах с m/z 191 удалось идентифицировать только трициклоалканы состава С₁₉–С₂₅, тетрациклоалкан состава С₂₄. Среди трицикланов в максимальной концентрации присутствует гомолог С₂₁ (39– 50% на сумму трицикланов). Значения трицикланового индекса ($2*\Sigma C_{19-20}/\Sigma C_{23-26}$) варьируют в пределах 2–12.

Таким образом, с учетом условий залегания угольных залежей, их тесной связи с нефтяными месторождениями, состава углей, можно предполагать формирование на этих территориях углеводородов нефтяных залежей. Изучение парагенетических связей угле- и нефтеобразования является важной геологической задачей, способной разрешить проблему образования нефтяных месторождений регионов.

Литература

1. Конторович А.Э., Данилова В.П. Нефтегазообразование в угленосных осадочных толщах (на примере мезозойских и палеозойских отложений юга Западной и Средней Сибири) // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы / Ред. Н.В. Мельников, А.В. Хоменко. Новосибирск, 1973. С. 73–82. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 167)

2. *Killops S.D., Cook R.A., Sykes R.* Petroleum potential and oil-source correlation in the Great South and Canterbury Basins // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1997. V. 40. P. 405–423.

3. *Isaksen G.H., Curri D.J., Yeakel J.D., Jenssen A.I.* Controls on the oil and gas potential of humic coals // Org. Geochem. 1998. V. 29(1–3). P. 23–44.

4. Голицын М.В., Пронина Н.В. Нефть в угольных бассейнах // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2004. № 5. С. 13–19.

5. Гончаров И.В., Обласов Н.В., Самойленко В.В., Носова С.В. Углистое органическое вещество нижней и средней юры Западной Сибири и его роль в формировании углеводородных скоплений // Нефтяное хозяйство. 2006. № 8. С. 19–23.

6. Zeng L., Huang W., Pan C. et al. Assessment of oil potentials for humic coals on the basis of flash Py-GC, Rock-Eval and confined pyrolysis experiments // Org. Geochem. 2020. V. 148.

7. Гончаров И.В., Веклич М.А., Обласов Н.В. и др. Природа углеводородных флюидов месторождений севера Западной Сибири (геохимический аспект) // Геохимия. 2023. Т. 68. № 2. С. 115–138.

8. *Рябинкина Н.Н., Валяева О.В.* Литотипы пород и геохимия органического вещества терригенных отложений нижнего карбона южной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2023/19_2023.html.

Глендониты – индикаторы холодноводных обстановок: диагностические признаки, особенности внутреннего строения и состава

Глендониты – это псевдоморфозы разного (преимущественно кальцитового) состава по метастабильному гексагидрату карбоната кальция – икаиту (CaCO₃·6H₂O), который в природных условиях кристаллизуется при низких (околонулевых) придонных температурах [1, 2]. Одни из первых описаний глендонитов присутствует в минералогической литературе первой половины XIX века [3, 4]; разные авторы называли их «псевдогейлюссит», «антраконит», «геннойши», «ярровит», «тинолит», «фундилит», «звездчатые конкреции», «тонколит», «тенноситы», «ярровит», «рогульки», и только к началу XX века Дэвид с соавт. [5] предложили название «глендониты» по пермскому местонахождению Глендон в Австралии. До конца 70-х годов XX века предшественником глендонитов считали разные минералы – гейлюссит, глауберит, гипс, целестин, тенардит, другие карбонатные минералы; только после открытия икаита [6] и работе по оценке распространения ископаемых псевдоморфоз по латерали и стратиграфическим уровням [7], появились первые данные о том, что икаит может быть минералом-предшественником глендонитов, что впоследствии нашло подтверждение в экспериментальных данных [8, 9].

Икаит описан в различных средах – морских, озерных, пещерных, однако в ископаемой летописи гледониты известны преимущественно из морских отложений [10]. Кристаллизация икаита происходит на этапе анаэробного диагенеза – при органокластической сульфат-редукции или метан-редукции при участии микроорганизмов; в это время в осадке появляется избыток карбонат-иона, который, вступая в реакцию с ионами кальция, приводит к кристаллизации икаита. После стабилизации икаита, постепенного погружения осадка и повышении температуры икаит дегидратируется, и при благоприятных условиях переходит в кальцит, цементируется и сохраняется в ископаемом состоянии. После замещения икаита кальцитом с псевдоморфозой могут происходить также более поздние преобразования, вызванные общим погружением осадков или гидротермальной переработкой, однако некоторые диагностические для

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Закрытое акционерное общество «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского» (ЗАО «МиМГО»), Москва, Россия

глендонитов признаки сохраняются в ископаемом состоянии, что позволяет их уверенно диагностировать в древних отложениях.

Отложения, вмещающие глендониты - в основном морские терригенные тонкослоистые, часто темноцветные алевролиты и глины (аргиллиты), в песчаных и более крупнозернистых осадках глендониты встречаются реже. Морфологически выделяют три основных типа глендонитов - клинообразные (bladed согласно типизации Frank et al., 2008), розетковидные (rosette, там же) и звездчатые (stellate) формы ([11], Fig. 4). Клинообразные глендониты, как правило, представляют собой дипирамидальные сростки, часто с неровными волнистыми краями. Розетковидные (или ананасовидные) глендониты представляют собой множественные «ежеподобные» сростки. Звездчатые глендониты содержат небольшое количество (3-4) лучей, расходящихся в разные стороны. Также для глендонитов довольно характерно облекание окружающей породой: при уплотнении осадков глендонит практически не уменьшается в объеме, в то время как окружающие тонкозернистые осадки испытывают значительное уплотнение, поэтому слойки окружающего осадка повторяют контуры псевдоморфозы. В случае, если глендониты выщелочены или замещены некарбонатным минералом [12], корректная идентификация таких псевдоморфоз возможна с учетом вышеперечисленных вариантов морфологии и конформных соотношений с вмещающими отложениями.

Стоит учитывать, что в обнажениях и в керне скважин глендониты могут иметь разную окраску. В обнажениях эти псевдоморфозы могут быть от белого до светло-коричневого цвета, с практически черной поверхностью, при этом внутри они могут быть любых указанных выше цветов, а кроме того, желтовато-медового оттенка. В приповерхностных условиях окружающая порода выветривается, и глендониты обычно хорошо различимы, в то время как на спилах керна чаще всего видны только фрагменты и отдельные лучи, которые обычно светлее вмещающей породы и с характерной зернистостью и блестящей поверхностью. Сложнее узнать глендониты на поверхностях напластования керна, где они темнее и поэтому могут быть плохо отличимыми от темной вмещающей породы. В этом случае более надежная идентификация возможна по петрографическим и изотопно-геохимическим характеристикам. Кроме того, отдельные лучи глендонитов клинообразного и звёздчатого морфотипа имеют характерное ромбическое поперечное сечение, что служит дополнительным признаком для идентификации этих псевдоморфоз.

Если глендонит сложен кальцитом, то, как правило, внутренне строение такой псевдоморфозы имеют следующие характерные черты. Прежде всего, кальцит в глендонитах представлен несколькими генерациями. Наиболее ранняя генерация представляет собой вытянутые таблитчатые или овальные кристаллы или их розетковидные сростки, в проходящем свете



Рис. 1. Облик глендонитов в образцах: А, Б – розетковидные глендониты, А – глендонит из отложений байоса-бата, скв. КС-1 (побережье Хатангского залива); Б – глендонит из отложений плейстоцена, р. Большая Балахня, п-ов Таймыр, В – звездчатый глендонит из отложений пермской системы, скв. КС-1; Г – клинообразный глендонит из отложений



эта генерация либо бесцветная, либо (чаще) содержит большое количество включений, которые придают ей сероватый или коричневатый цвет, иногда такие кристаллы зональные ([13], Fig. 5) в проходящем свете и не имеют катодолюминесцентного свечения. Такие кристаллы образуют около трети псевдоморфозы и могут не опираться друг на друга. Кристаллы первого типа могут быть окружены игольчатыми или гроздьевидными кристаллами 2 типа; кристаллы 2 типа обычно встречаются в глендонитах кайнозойского возраста, а в более древних глендонитах пропадают. Кальцит 2 типа имеет обычно катодолюминесценцию от оранжевого до темно-красного цветов. Кальцит 1 и 2 типа может быть хорошо различим при рентгенофазовом анализе (пик кальцита раздваивается, см. [13]) и при микрозондовом анализе: кальцит 1 типа всегда низкомагнезиальный, кальцит 2 типа высокомагнезиальный, а иногда имеет тонкие доломитовые оторочки. Оставшееся пространство занимают блочные кристаллы кальцита: бесцветные или коричневатые в проходящем свете и с красным катодолюминесцентным свечением, заметно отличным от свечения двух вышеописанных типов кальцита. Примесь некарбонатных минералов в голоценовых глендонитах минимальна, обычно это фрагменты вмещающего осадка, захваченные между кристаллами икаита. Некарбонатные аутигенные минералы могут появляться в глендонитах, однако они являются вторичными. Так, например, в глендонитах точинской свиты из скв. Новоякимовская-1 встречаются аутигенные гексагональные кристаллы кварца, при этом, тем не менее, сохраняются особенности состава кальцита 1 (низкомагнезиальный) и 2 (высокомагнезиальный) типов, то есть по ним сохраняется возможность идентификации глендонитов.

Изотопные характеристики глендонитов варьируют и зависят от степени катагенетической преобразованности псевдоморфоз. Голоценовые глендониты характеризуются околонулевыми значениями δ^{18} O и широким диапазоном δ^{13} C, однако так как образование карбонат—иона связано с разложением органического вещества, значение δ^{13} C часто смещено в сторону низких отрицательных значений (-15...-25‰ V-PDB). Кроме того, смещение значений δ^{18} O в сторону отрицательных значений происходит в случае значительного влияния бассейновых флюидов.

Комплекс вышеперечисленных признаков (морфология, цвет, соотношение с вмещающей породой, внутреннее строение, геохимический состав отдельных фаз, а также изотопные характеристики) дает возможность довольно точно идентифицировать глендониты как в обнажениях, так и в керне скважин. Глендониты узнаются по фотографиям керна, однако такие находки необходимо верифицировать, по крайней мере микроскопическими наблюдениями, чтобы не спутать эти псевдоморфозы с другими конкрециями, включениями или остатками макрофауны. С другой стороны, достоверные наблюдения и знание микроскопической структуры позволяют минимизировать ошибки при диагностике таких важных индикаторов палеоусловий, как глендониты.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00415, https://rscf.ru/project/24-27-00415/.

Литература

1. *Suess E., Balzer W., Hesse K.-F. et al.* Calcium carbonate hexahydrate from organic rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of glendonites // Science. 1982. V. 216(4550). P. 1128–1131.

2. *Greinert J., Derkachev A.* Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/ glendonite formation // Mar. Geol. 2004. V. 204(1–2). P. 129–144.

3. Соколов Д. О Беломорском ископаемом // Горный журнал. Санкт-Петербург. 1825. С. 117–120.

4. *Dana J. D.* United States Exploring Expedition. During the years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842. Under the command of Charles Wilkes. 1849.

5. *David T.W.E., Taylor T.G., Woolnough W.G., Foxall H.G.* Occurrence of the pseudomorph glendonites in New South Wales // Records of the Geological Survey of New South Wales. 1905. V. 8. P. 162–179.

6. *Pauly H.* «Ikaite», a New Mineral from Greenland // Arctic. 1963. V. 16(4). P. 263–264.

7. Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюсситы, яровиты, тинолиты, глендониты, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Обзор основных месторождений. Л.: Мин-во геологии СССР, Всес. нефтяной науч.-иссл. геологоразведочный ин-тут, 1978. С. 2–39.

8. Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–141.

9. Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В. и др. Икаит (CaCO₃*6H₂O) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Записки РМО. 2015. № 4. С. 61–75.

10. Schultz B.P., Huggett J.M., Kennedy G.L. et al. Petrography and geochemical analysis of Arctic ikaite pseudomorphs from Utqiaġvik (Barrow), Alaska // Norwegian Journal of Geology. 2022. 103. 202303.

11. *Rogov M., Ershova V., Gaina C. et al.* Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth Sci. Rev. 2023. 241. 104430.

12. *Frank T.D., Thomas S.G., Fielding C.R.* On using carbon and oxygen isotope data from glendonites as paleoenvironmental proxies: a case study from the Permian system of Eastern Australia // J. Sediment. Res. 2008. V. 78. P. 713–723.

13. *Wang Z., Chen C., Wang J. et al.* Wide but not ubiquitous distribution of glendonite in the Doushantuo Formation, South China: implications for Ediacaran climate // Precambrian Res. 2020. V. 338. 105586.

14. *Vasileva K., Zaretskaya N., Ershova V. et al.* New model for seasonal ikaite precipitation: Evidence from White Sea glendonites // Mar. Geol. 2022. V. 449. 106820.

Е.В. Ветров¹

Анализ результатов U-Pb датирования циркона из разновозрастных терригенных толщ при реконструкции этапов роста земной коры

Восстановление этапов развития земной коры является одной из важнейших задач современной фундаментальной геологии. С ростом и преобразованием континентальной коры связаны процессы рудообразования, поэтому реконструкция эволюции коры во времени необходима для понимания происхождения и размещения твердых полезных ископаемых. Как было сформулировано ранее [1], рост континентальной коры происходит как в горизонтальном (за счет амальгамации крупных блоков), так и в вертикальном направлении (за счет поступления мантийного вещества). При этом относительный вклад каждого из этих механизмов до сих пор активно обсуждается. Современные представления об этапах развития земной коры опираются, главным образом, на результаты исследования магматических комплексов, в первую очередь, гранитоидов [2]. Однако, многие магматические комплексы частично или полностью эродированы и погребены в смежных осадочных бассейнах. В таком случае, осадочные последовательности могут сохранить уникальную геологическую информацию об эволюции земной коры. Один из способов извлечь эту информацию – анализ U-Pb системы акцессорных минералов (например, циркона).

Идеальным природным полигоном для изучения эволюции континентальной коры являются орогенные пояса (например, Кордильерский, Кадомийский и Центрально-Азиатский), включающие в своем строении микроконтиненты и террейны, сформированные в различных геодина-

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

мических обстановках. В данной работе приведены результаты исследования Тувинского сегмента Центрально-Азиатского орогенного пояса. Район исследования включает позднепротерозойские (?) – раннепалеозойские островодужные террейны, сложенные вулканогенно-осадочными комплексами, которые прорываются разновозрастными гранитоидами и перекрываются разновозрастными дочетвертичными осадочными последовательностями (от силура до неогена).

Наиболее древние образования исследованного района представлены поздневендскими (древнее 540 млн лет) толеитовыми вулканитами, сформированными на начальных этапах субдукционного процесса. В раннем кембрии (~520 млн лет) характер вулканизма меняется с субаквального на субаэральный, и состав смещается от толеитового к известковощелочному. Известково-щелочная вулканогенно-осадочная ассоциация пород имеет возраст ~510 млн лет и отражает заключительную стадию процесса субдукции, маркируя переход от океанической субдукции к коллизии [3]. Также в пределах островодужных террейнов широко развиты гранитоидные комплексы I-типа с возрастом 510-490 млн лет, которые считаются комагматами известково-щелочной вулканогенной ассоциации. В ходе главной фазы коллизии происходило утолщение коры, сопровождаемое кристаллизацией гранитоидов S-типа с возрастом 480-470 млн лет. Постколлизионные гранитоиды А-типа формировались в ассоциации с вулканитами и датированы средним-поздним ордовиком (460–450 млн лет) [4, 5]. В это время Палео-Азиатский океан в Тувинском сегменте был окончательно закрыт, а напряжение от коллизионного процесса сменилось гравитационной релаксацией, сопровождаемой локальным рифтогенезом.

В силурийское время на данной территории существовал остаточный мелководный бассейн, в котором формировались терригенные и терригенно-карбонатные осадочные последовательности. U-Pb датирование циркона из красноцветных песчаников показало только кемброордовикскую популяцию с пиком на 490 млн лет. Далее в раннем девоне автономно раннепалеозойским структурам началось заложение Тувинского прогиба, сопровождаемое бимодальным вулканизмом с U-Pb возрастом циркона ~397 млн лет и внедрением базитовых даек [6]. После чего прогиб продолжил свое развитие в режиме континентального рифтогенеза с утонением коры, опусканием территории и преимущественно терригенным осадконакоплением. Анализ обломочных цирконов из раннедевонских гравелитов показал кембро-ордовикскую популяцию с пиком на 485 млн лет. Наиболее молодые цирконы имеют средний возраст 410 млн лет (по 4 измерениям). В конце раннего – начале среднего девона Тувинский прогиб представлял собой мелководный солоноватоводный бассейн, местами шли застойные явления, о чем свидетельствует тонко
рассеянный на плоскостях напластования песчаников и алевролитов пирит. В среднедевонское время формируются фации мелководного континентального бассейна. Гистограмма распределения U-Pb возрастов циркона из среднедевонских песчаников проявляет две популяции с пиками на 400 и 485 млн лет. В средне-позднедевонское время в пределах структур Тувинского прогиба и на смежных областях каледонского фундамента происходило внедрение малых базитовых интрузий и редкометальных рибекитовых гранитоидов, фиксирующих очередной эпизод растяжения коры и поднятия астеносферной мантии. В то же время обстановка седиментации меняется на условия межгорных аллювиальных равнин. Анализ U-Pb возрастов циркона из позднедевонских песчаников позволил выявить яркий возрастной пик на 380 млн лет на фоне менее проявленной популяции кембро-ордовикских цирконов. Этот пик мог быть связан с редкометальным гранитоидным магматизмом.

В каменноугольное время осадконакопление в Тувинском прогибе происходило в озерно-пролювиальных и аллювиальных условиях. Для терригенных пород каменноугольного возраста характерно присутствие вулканогенного материала – вулканического пепла и вулканических бомб. Детритовые цирконы из раннекаменноугольных туффитов показали яркую раннекаменноугольную популяцию с пиком на 345 млн лет. В то время, как анализ цирконов из средне-позднепалеозойских туффитов позволил выявить преобладающую популяцию (50%) на 315 млн лет на фоне менее проявленной популяции кембро-ордовикских цирконов с пиком на 485 млн лет (23%) и девон-каменноугольных цирконов (16%) с пиком на 500 млн лет. Цирконы с возрастами 345 и 315 млн лет, вероятно, датируют два этапа каменноугольного вулканизма, который, судя по редкоземельному составу цирконов, имел умеренно-щелочной (трахитовый) состав и происходил в условиях внутриплитного рифтогенеза.

Пермские и триасовые отложения в осадочной летописи Тувинского сегмента отсутствуют, осадконакопление возобновилось только в раннеюрское время. В это время в результате ускоренной денудации в условиях гумидного климата грубообломочный материал поступал в синтектонические впадины. Цирконы из среднеюрских песчаников показали три популяции цирконов с пиками на 480, 380 и 280 млн лет. U-Pb датирование циркона также выполнено для неогеновых песчаников из северной части Убсу-Нурского бассейна, перекрывающего породы Таннуольского террейна с юга и Тувино-Монгольского микроконтинента с юго-запада. Пробы взяты из миоцен-плиоценовых песчаников аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса и показали широкое распространение кембрийских и ордовикских (~530–450 млн лет, с пиком на ~485 млн лет) и раннепермских цирконов с двумя пиками на ~295 и ~275 млн лет. Пермские магматические комплексы, ставшие источником сноса для юрских терригенных пород, могли быть сформированы на периферии крупных изверженных провинций – Баргузинской (300– 280 млн лет) и Тарим-Южно-Монгольской (300–275 млн лет) в результате воздействия мантийного плюма на литосферу северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса [7].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, https://rscf.ru/project/22-77-10069/.

Литература

1. *Jahn B.-M.* The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Geol. Soc. Spec. Pub. 2004. V. 226. P. 73–100.

2. Long X.-Y., Tang J., Xu W.-L. et al. A crustal growth model for the eastern Central Asian Orogenic Belt: Constraints from granitoids in the Songnen Massif and Duobaoshan terrane // Gondwana Res. 2022. V. 107. P. 325–338.

3. *Vetrov E.V., Vetrova N.I.* Transition from oceanic subduction to continental collision: Insights from volcanogenic-sedimentary rocks of the Tannuola terrane (northern Central Asian Orogenic Belt) // Geoscience Frontiers. 2024, V. 15. ID 101803. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101803

4. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И. и др. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований средне-позднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (Юго-Запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.

5. *Vetrov E.V., Vetrova N.I., Pikhutin E.A.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2024. V. 125. P. 130–149.

6. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С. и др. Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 12. С. 1607–1629.

7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

Геохимические характеристики известняков различных тектонических обстановок

Известняки являются важной составляющей глобальной осадочной последовательности Земли и покрывают примерно 15% поверхности континентов. Накопление карбонатных пород происходит в широком спектре тектонических обстановок, таких как пассивные окраины континентов, преддуговые и задуговые бассейны, океанические плато и симаунты, океаническое дно выше уровня карбонатной компенсации, а также пресноводные озера. Изучение геохимических характеристик известняков, накапливавшихся в различных тектонических обстановках, является необходимым для последующих построений геодинамических реконструкций. Известняки большей частью сложены CaCO₃, но при этом также включают в себя большое количество разнообразных микроэлементов, которые входят в его состав из морской воды, металлоносных и терригенных частиц. Концентрации, состав и типы этих микроэлементов в морской воде обусловлены различными тектоническими обстановками. Литостратиграфические, седиментологические и петрографические особенности известняков также несут важную информацию о среде накопления, но, поскольку они подвержены постседиментационным преобразованиям и перекристаллизации, не всегда сохраняются первичные текстуры. Следовательно, геохимические характеристики и выявление критериев отнесения по ним известняков к конкретным тектоническим обстановкам дает дополнительный рабочий инструмент для реконструкции тектонических условий их формирования. Это особенно востребовано при изучении древних карбонатных последовательностей складчатых поясов, где, в связи с большим количеством разнообразных разрывных нарушений, часто нет никакой возможности установить условия формирования этих толщ.

На основе изучения геохимии шести последовательностей тибетских известняков позднемезозойского и кайнозойского возрастов, отлагавшихся в различных обстановках (океаническое плато, пассивная континентальная окраина, активная континентальная окраина, и внутриконтинентальный пресноводный бассейн) были установлены геохимические характеристики и закономерности распределения элементов для этих обстановок [1].

При отборе проб для геохимических исследований исключаются карбонаты с видимыми вкраплениями глин или сланцев, с содержанием терригенной примеси в нерастворимом остатке более 10%, содержащих до-

¹ Институт геологии и минералогии им. Н.В. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

ломиты, а также с видимыми признаками гидротермального изменения [2, 3].

Содержание РЗЭ в известняках, как правило, на один-два порядка ниже по сравнению с РААЅ. Значения Σ РЗЭ увеличиваются от минимальных 1,31 ppm на океанических плато до 10–30 ppm у континентальных окраин и внутренних частей континента. Известняки различных тектонических обстановок имеют изменчивые концентрации РЗЭ, более того, известняки из одной и той же обстановки также имеют вариации концентраций РЗЭ, но в целом демонстрируют схожие спектры. Σ REE для известняков внутренних частей континента и окраин имеют положительную корреляцию с SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ и Fe₂O₃, что указывает на влияние детритовой силикокластической фракции на содержание REE. В тоже время, Σ REE для известняков открытого океана положительно коррелирует только с MnO, что указывает на контроль Mn гидроксидов на содержание REE. Для известняков всех обстановок Σ REE демонстрирует сильную отрицательную корреляцию с CaO. Самые низкие Σ REE среди известняков континентальной окраины характерны для известняков задугового бассейна.

Обогащение Се и Еи в карбонатах также варьируют в зависимости от тектонической обстановки их накопления. Известняки океанического дна характеризуются наименьшими значениями Се аномалии ($\sim 0.29 \pm 0.14$), океанические возвышенности демонстрируют более высокое среднее значение Ce/Ce* (~ 0.34), еще более высокие значения у известняков пассивной окраины Ce/Ce* (~ 0.79) и самые высокие значения у активных окраин и внутриконтинентальных отложений Ce/Ce* (~ 1.1). Отношения Ce/Ce* всех известняков, как правило, имеют положительную корреляцию с концентрациями Al₂O₃, но не имеют корреляции с концентрацией MnO.

Наиболее выраженное обогащение Eu характерно для внутриконтинентальных известняков (в среднем Eu/Eu* = 3.46 ± 3.28), форландовые известняки имеют второе по величине среднее значение Eu/Eu* (1.71 ± 0.76), для преддуговых известняков типичны самые низкие значения Eu/Eu* (0.99 ± 0.17). Известняки из других тектонических обстановок имеют схожие аномалии Eu (в среднем от 1.12 до 1.24), при этом известняки океанических возвышенностей имеют более высокие значения Eu/Eu* (1.24 ± 0.54), чем известняки океанического дна (1.12 ± 0.18).

По концентрации РЗЭ известняки можно разделить на 2 основные группы: внутриконтинентальные + окраинно-континентальные и открытого океана. Для известняков открытого океана характерен узкий диапазон соотношений LREE/MREE, MREE/HREE и LREE/HREE ((La/Sm)n, 0.46–0.96; (Sm/Yb)n, 0.25–1.96; (La/Yb)n, 0.23–1.38), тогда как для внутриконтинентальных и окраинных известняков гораздо более широкий диапазон ((La/Sm)n, 0.43–2.18; (Sm/Yb)n, 0.6–2.98; (La/Yb)n, 0.7–2.25). Концентрации высокозарядных (Th, U, Sc, Zr, Hf, Ga, Na, Ta) и переходных

элементов (Co, Cr, Ni, Cu, Zn) в известняках довольно схожи и на порядок ниже, чем в PAAS. Среди известняков, накапливавшихся в различных тектонических обстановках, внутриконтинентальные известняки имеют самые низкие содержания Sr, известняки открытого океана имеют самые низкие концентрации Rb, известняки континентальной окраины имеют самые низкие концентрации Ba, а известняки океанического дна имеют самые низкие содержания всех микроэлементов (за исключением Sr).

Таким образом, анализ геохимического состава известняков является рабочим инструментом для восстановления тектонических обстановок, в которых происходило карбонатонакопление. Разнообразные исследования показали, что РЗЭ и микроэлементы в карбонатах имеют тенденцию быть относительно стабильными в ходе диагенеза, метаморфизма или выветривания [2, 4]. Поскольку РЗЭ замещают Ca²⁺ в кристаллической решетке карбоната, а концентрации РЗЭ + Y в диагенетических растворах очень низкие (от 10^{-6} до 10^{-4} частей на миллион) и не могут значимо повлиять на исходные составы, то закономерности их распределения могут быть использованы при оценке среднего состава источников сноса [4, 5]. Однако стоит отметить, что реконструкция тектонических обстановок накопления известняков должна опираться на все возможные геологические данные, включая полевые геологические наблюдения, результаты исследования литологических и петрографических особенностей их строения, и учитывать существующие тектонические модели исследуемого региона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10035, https://rscf.ru/project/23-77-10035/.

Литература

1. Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L. et al. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // Earth-Sci. Rev. 2017. V. 167. P. 27–46.

2. *Webb G.E., Kamber B.S.* Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 1557–1565.

3. *Kamber B.S.*, *Webb G.E.* The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 2509–2525.

4. *Nagarajan R., Madhavaraju J., Armstrong-Altrin J.S., Nagendra R.* Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India // Geosci. J. 2011. V.15. P. 9–25.

5. *Wani H., Mondal M.E.A.* Petrological and geochemical evidence of the Paleoproterozoic and the Meso–Neoproterozoic sedimentary rocks of the Bastar craton, Indian Peninsula: implications on paleoweathering and Proterozoic crustal evolution // J. Asian Earth Sci. 2010. V. 38. P. 220–232.

Возраст и условия осадконакопления березовской свиты Западной Сибири (верхний мел)

Верхнемеловые отложения Западной Сибири, представленные толщей морских и озерно-аллювиальных, преимущественно алеврито-глинистых отложений, подразделяются на четыре толщи, существенно различных по своему составу: уватский горизонт, сложенный алеврито-глинистыми породами (сеноман), кузнецовский горизонт, в котором резко преобладают монтмориллонитовые глины (турон – нижний коньяк), березовский горизонт глинистый ганькинский (маастрихт) [3]. В настоящее время наибольший интерес представляет изучение углеводородного потенциала нижней подсвиты березовской свиты березовского горизонта [13].

Березовская свита (выделена как интервал существенно кремнистых пород Н.Н. Ростовцевым в 1955 г. по опорной скважине в пос. Березово, Тюменской обл. [11]), распространена на территории большей части Западной Сибири, где залегает на кузнецовской, перекрывается ганькинской. В центральной и южной частях ее стратиграфическими аналогоми являются славгородская, возраст которой изменен на кампанский [6], ипатовская (верхний турон – нижний сантон) свиты) [11, 13].

Нижняя подсвита березовской свиты рассматривалась в объеме верхов турона – нижнего сантона [8], верхов турона – сантона целиком [9], коньяка, без самой нижней его части, и сантона [9], а верхняя сопоставлялась с верхним сантоном и кампаном [8], с кампанским ярусом без самых верхних его слоев [9, 10]. Последними исследованиями [7] установлено, что верхняя подсвита относится к маастрихту, а нижняя представлена средней и нижней частями коньяка (пачки НБ4 и НБ3), которые со стратиграфическим несогласием перекрываются двумя верхними аммонитовыми зонами Baculites jensseni и Baculites eliasi бореального стандарта кампанского яруса [2, 7] (пачки НБ2 и НБ1). В подошве пачки НБ2 обнаружен зональный комплекс радиолярий кампана *Prunobrachium articulatum*, а также комплекс известкового наннопланктона с *Arkhangelskiella cymbiformis*, который не может быть стратиграфически ниже, чем пограничные слои сантонского и кампанского ярусов (зона UC13) [14].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия

³ Тюменский научный центр СО РАН

В позднесантон-кампанское время в северо-восточных и центральных областях Западно-Сибирского бассейна произошло углубление, сопровождающееся похолоданием, на что указывает обилие прунобрахид (рис. 1),



Рис. 1. Микрофотографии шлифов литологических типов пород березовской свиты (НБ2): А, Б, Д – из керна скв. Русская 505; В, Г – из обнажения р. Северной Сосьвы.

А, Б – кремнистые глины с губчатыми радиоляриями и глауконитом; В, Г – турбидитные глинисто-кремнистые породы с радиоляриями (Prunobrachium и Nassellaria); Д – глинистый известняк с известковым наннопланктоном (микрофотография в СЭМ)

и в кампан-маастрихтское время существовал бассейн с нормальной соленостью вод, о чем свидетельствует литологический состав пород, расцвет радиолярий [3, 4, 12], происходило накопление кремнисто-глинистых илов. Полное отсутствие в кремнистых опоках раковин бентосных фораминифер указывает на более значительные глубины их формирования. Опоки обильно насыщены скелетами радиолярий и спикулами губок.

Наличие турбидитных структур (см. рис. 1), а также богатых кампанских комплексов радиолярий (зоны Prunobrachium crassum и P. articulatum) в северо-западной части Западно-Сибирского бассейна [3] указывают на значительно большие глубины, чем для восточной низменности [1, 5, 6], где в березовской свите встречен известковый наннопланктон (см. рис. 1), глауконит, остатки фораминифер, а в радиоляриевых ассоциациях доминируют дискоидеи и практически отсутствуют Nassellaria.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Атлас и объяснительная записка к атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5 000 000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.

2. Барабошкин Е.Ю., Маринов В.А. Новые находки позднемеловых аммонитов Западной Сибири – материал для палеогеографических реконструкций // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия / Ред. Т.Б. Леонова, В.В. Митта. М.: ПИН РАН, 2021. Вып. 6. С. 63–66.

3. Вишневская В.С., Маринов В.А., Агалаков С.Е. и др. Атлас образцов эталонной палеонтологической коллекции ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Верхний мел, Западная Сибирь. Тюмень: Тюменский нефтяной научный центр; ИПЦ «Экспресс», 2023. 348 с.

4. Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. Морская биота позднемеловой Арктической биогеографической области: динамика биоразнообразия в связи с событиями // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1093–1103.

5. Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776).

6. Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н. и др. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 43–73.

7. *Маринов В.А., Барабошкин Е.Ю., Гнибиденко З.Н. и др.* Верхнемеловой березовский горизонт Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2022. Т. 97. Вып. 4. С. 12–39.

8. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Новосибирск, 15–20 февраля 1960 г.) / Ред. Н.Н. Ростовцев. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 465 с.

9. Решения Межведомственного совещания и Межведомственного стратиграфического комитета по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности и особые мнения / Ред. Н.Н. Ростовцев. Новосибирск: Сибирский научноисследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), 1969. 143 с.

10. Решение 5-го межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (14–18 мая 1990 г., г. Тюмень). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.

11. Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ). 1955. № 2. С. 3–12.

12. *Саркисова Э.В.* Новые данные о позднемеловых (кампан-датских) радиоляриях восточного склона Северного Урала // Литосфера. 2005. № 1. С. 96– 108.

13. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1978. 183 с.

14. *Burnett J.A.* Upper Cretaceous // Calcareous Nannofossil Biostratigraphy / Ed. P.R. Bown. Brit. Micropalaeontol. Soc. Pub. Ser. 1998. P. 132–199.

Ю.О. Гаврилов¹, Е.А. Щербинина¹

Биосферное событие – палеоцен-эоценовый термальный максимум (PETM): литолого-геохимическое отображение, модели образования, дискуссионные вопросы

На протяжении фанерозоя на Земле неоднократно случались сравнительно кратковременные, но существенные по палеоэкологическим проявлениям кризисы, во время которых имели место значительные колебания климата, сопровождавшиеся заметными перестройками в составе биоты и изменениями режима седиментации. В большинстве случаев с этими эпи-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

зодами связано накопление обогащенных органическим веществом (OB) осадков («black shales»). Исходя из предположения о решающем влиянии на образование высокоуглеродистых осадков обстановок дефицита кислорода на дне морей и океанов, такие явления ранее получили название «океанских аноксических событий» (oceanic anoxic events – OAEs). Такие события, в частности, имели место в ордовике, девоне, ранней юре, мелу и палеогене. Последний из этих эпизодов, установленный на границе палеоцена и эоцена, и характеризовавшийся быстрым глобальным потеплением на 4–8 °C, получил название «Paleocene–Eocene thermal maximum» (PETM).

Событие РЕТМ проявилось во всех средах – гидросфере, атмосфере и геосфере, что позволяет рассматривать его в ранге <u>биосферного</u>. Относительно географического положения его следов можно утверждать, что в том или ином виде они зафиксированы во всех океанах (включая Северный Ледовитый) и на всех континентах.

Это событие наиболее близкое к нам по времени, в Мире изучается особенно интенсивно, поскольку связано с быстрым выбросом в атмосферу значительных масс СО₂, подобно тому, как это происходит в современную эпоху, и, соответственно, неконтролируемым потеплением климата (отрицательная кислородная аномалия). Помимо этого, с РЕТМ связан комплекс разнообразных явлений, который включает изменение океанической циркуляции, повлекшее за собой существенные преобразования в морской и наземной экосистемах [7 и др.]. Наиболее важной и отчетливо выраженной особенностью пород РЕТМ является установленное в них облегчение изотопного состава углерода (по крайней мере на -2.5‰), отмеченное в раковинах фораминифер из всех океанов, в карбонатных конкрециях из континентальных отложений Северной Америки, валовых пробах пород, а также из наземного ОВ разных регионов Мира [1, 4, 7]. Причем если широкое, глобальное распространение осадков РЕТМ, накапливавшихся в различных фациальных обстановках, могло приводить к заметным различиям в их литологическом составе, то отрицательная углеродная аномалия неизменно и повсеместно присутствует в отложениях РЕТМ и является характерным и наиболее устойчивым их параметром.

Ранее, на основе анализа скоростей осадконакопления, продолжительность изотопного сдвига оценивалась примерно в 200 000 лет [4 и др.]. Вместе с тем, биотические изменения, вызванные РЕТМ, охватывают гораздо больший промежуток времени, чем седиментологические и геохимические изменения, обнаруженные в северо-восточной части бассейна Перитетис.

Геохимические исследования отложений РЕТМ включали оценку содержания в них изотопов различных элементов: помимо упомянутых изотопов углерода и кислорода, с разными целями проводилось изучение поведения изотопов молибдена, осмия, бора, неодимия. Важным направлением геохимических исследований было изучение особенностей органического вещества: проводился пиролиз ОВ, получены данные по биомаркерам и в том числе по содержанию изорениератена, наличие которого в осадках подтверждало предположение о существовании в бассейне седиментации аноксидных обстановок [1, 2, 5 и др.].

Важно отметить, что событию РЕТМ предшествовала значительная по амплитуде (несколько десятков метров) морская регрессия, которая сменилась быстрой трансгрессией [1, 2, 5 и др.]. В ряде статей приводятся данные, указывающие на существование в это время крупных пожаров. С событием РЕТМ связывают различные изменения не только в морской, но также и в наземной биоте: появление приматов и некоторых других животных, расселение из мест компактного обитания ряда млекопитающих на более широкой территории, изменения в сообществах насекомых и пресмыкающихся.

Наиболее распространенным объяснением изотопной аномалии в основании эоцена является гипотеза о массированном высвобождении метана из газ-гидратов в океанах. Эта гипотеза предполагает, что изменение в океанской циркуляции обусловило повышение температур глубинных (промежуточных) вод в ходе события РЕТМ [6]. Это потепление вызвало термическую диссоциацию газ-гидратов. Метан, высвободившийся из газгидратов, проникая в океанскую воду и атмосферу, окислялся до двуокиси углерода. Высокие концентрации углекислого газа, являющегося одним из наиболее мощных факторов образования «парникового эффекта», обусловили дальнейшее потепление климата на всей планете.

Геохимические исследования отложений РЕТМ включали оценку содержания в них изотопов различных элементов: помимо упомянутых изотопов углерода и кислорода, с разными целями проводилось изучение поведения изотопов молибдена, неодимия, осмия, бора. Важным направлением геохимических исследований было выяснение особенностей органического вещества: проводился пиролиз ОВ, получены данные по биомаркёрам и в том числе по содержанию изорениератена, наличие которого в осадках подтверждало предположение о существовании в некоторых бассейнах Перитетиса аноксидных обстановок [1, 2].

Одна из моделей развития обстановок седиментации во время РЕТМ для объяснения причин накопления во время этого события углеродистых осадков предполагает широкое развитие во всех океанах аноксидных условий, что существенно ограничивало возможности окисления ОВ и тем самым способствовало накоплению в осадках значительных его количеств. Однако этот механизм, оказывая некоторое сдерживающее влияние на окисление OB, не может быть решающим для первоначального накопления его значительных масс. В пользу этого утверждения свидетельствует динамика накопления четвертичных сапропелевых осадков в Черном море. Здесь, после прорыва через Босфор тяжелых средиземноморских вод в ранее изолированный полуопресненный бассейн и оттеснения глубинных водных масс, богатых биофильными элементами в фотическую зону, произошел всплеск биопродуктивности фитопланктона и началось накопление резко обогащенных ОВ осадков [3], сопровождавшееся постепенным развитием сероводородного заражения. В дальнейшем – после исчерпания запасов биофилов продуктивность органикостенного планктона упала, и накопление сапропелитовых илов прекратилось, при том, что степень аноксии в водной толще Черного моря продолжала нарастать. Такая разнонаправленность процессов говорит об отсутствии прямой положительной корреляции между ними.

Еще одним дискуссионным вопросом, связанным с условиями развития события РЕТМ, является утверждение, обсуждаемое в ряде зарубежных публикаций, об ацидификации вод океана при избытке в системе содержания CO₂, повлекшее за собой растворение карбонатного планктона в водной толще, что привело к резкому уменьшению степени карбонатности осадков этого интервала времени. В принципе условия для реализации этого явления могут возникать, но, как правило, в отдельных бассейнах седиментации и преимущественно в водоемах с затрудненным водообменом. Наиболее вероятной причиной уменьшения содержания карбонатного материала в осадках была конкуренция между карбонатным планктоном и органикостенным (динофлагелляты, бактериопланктон и др.) в условиях поступления в водоем значительного количества биофильных элементов (определенную аналогию можно провести с развитием такого явления как «красные приливы»).

По мнению авторов, предложенная ими ранее модель развития события РЕТМ в бассейнах северного Перитетиса [1, 2, 5], вполне удовлетворительно объясняет и объединяет большинство характерных для него литолого-геохимических особенностей (прежде всего – накопление высокоуглеродистых осадков). Резкое увеличение биопродуктивности органикостенного планктона в водоеме было следствием поступления в него значительного количества биофильных элементов, обусловленное особенностями динамики развития бассейна. Времени накопления СГ предшествовала регрессия, обнажившая значительные площади морского дна, где формировались «геохимически активные» ландшафты – территории с почвенным покровом, озерно-болотные системы, в которых накапливались биофильные элементы (Р, Fe, N, C_{орг}). На следующей стадии – быстрого развития трансгрессии биофильные элементы из этих ландшафтов поступали в море и вовлекались в биологический цикл, что вело к вспышке биопродуктивности фитопланктона. С окончанием трансгрессии и выведением биофильных элементов из водной системы в осадки, биопродуктивность органикостенного фитопланктона резко снизилась. Флуктуации уровня моря проявлялись на всей огромной территории палеоцен/эоценового бассейна, что создавало предпосылки к повсеместному накоплению сапропелевых осадков; вместе с тем, существовавшие различия в геоморфологии ложа водоема и прибрежной суши, в геохимических особенностях прибрежных ландшафтов, в климатических особенностях и др. обуславливали местную специфику осадконакопления и, соответственно, появление различий в составе и строении сапропелитового горизонта (СГ) на площади бассейна, а местами его исчезновение. Обогащение илов ОВ приводило к возникновению в водоеме аноксидных обстановок, что негативно влияло на биоту водоема и в определенной степени обуславливало повышение концентраций в илах одних элементов (Мо, Se, Re и некоторых иных), и уменьшение других (Мп). После завершения накопления осадков СГ аноксические обстановки в водоеме прекратили существование.

Накопление OB в осадках Перитетиса было синхронно или субсинхронно происходившим в это время глобальным существенным биотическим и абиотическим событиям и являлось их региональным отображением.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН (тема № 123032400064-7).

Литература

1. Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

2. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука. 2004. С. 493–531.

3. *Страхов Н.М.* Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 3. С. 3–17.

4. Bralower T.J., Thomas E., Zachos J.C. et al. High-resolution record of the late Paleocene thermal maximum and circum-Carribean volcanism: Is there a causal link? // Geology. 1997. V. 25(11). P. 963–966.

5. *Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H.* Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene / Eds S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2002. V. 369. P. 49–64.

6. *Kennett J.P. and Stott L.D.* Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. V. 353. P. 225–229.

7. *Thomas E., Shackleton N.J.* The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies / Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe / Eds O'B. Knox, R.M. Corfield, R.E. Dunay // Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 101. P. 401–441.

<u>М.К. Данукалова</u>¹, А.Б. Кузьмичев¹, К.К. Сатановский¹, Н.В. Брянский², Д.А. Сарапулова¹

Осадочные толщи верхнего кембрия – ордовика в западной части Северо-Таймырского пояса, накопившиеся в едином бассейне с одновозрастными отложениями Центрально-Таймырского пояса

Считается общепринятым, что Северо-Таймырский пояс сложен терригенными флишоидными толщами, которые ранее относились к верхнему рифею-кембрию; по детритовым цирконам установлено, что их возраст не древнее нижнего кембрия [1 и другие работы]. Обычно предполагается, что этот осалочный комплекс накопился на пассивной окраине Карского блока Балтики [напр., 2]. В пределах Центрально-Таймырского пояса нижнекембрийские породы входят в состав венд-нижнепалеозойской последовательности, которая несогласно залегает на докембрийских толщах и по общему мнению принадлежит чехлу Сибирского палеоконтинента. Границей Северо- и Центрально-Таймырского поясов является Главный Таймырский надвиг. На западном Таймыре, где нижнекембрийским флишоидом сложен выдвинутый в южном направлении Хутудинский блок, этой границей является Диабазовый надвиг. Эти сопряженные надвиги рассматривают как сутуру, образовавшуюся в позднем палеозое на месте таймырской ветви Уральского океана, до того разделявшего Сибирь и Карский блок Балтики [напр., 2]. По нашим данным, Диабазовый надвиг не может быть интерпретирован как сутура [3, 4]. В значительной мере этот вывод основан на наблюдениях в южной части Хутудинского блока, где еще в 70-х годах прошлого века описано стратиграфическое налегание среднекембрийских-ордовикских отложений на северо-таймырский флиш [5 и ссылки в этой работе], и к югу от него.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, danukalovamk@yandex.ru

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

В 2020 и 2024 гг. мы провели полевые работы в этом районе и установили следующее. В южной части Северо-Таймырского пояса в ядрах синклиналей на нижнекембрийских турбидитах флишоидного комплекса (MDA = 509 млн лет по 15 зернам циркона, наши данные) согласно залегают черные сланцы, фосфориты и мергели южнинской свиты (средний кембрий), перекрытые известняками грустнинской свиты (верхний кембрий – нижний ордовик, фло) и выше (песчано-) карбонатно-сланцевой малодженнирской толщей (нижний-средний? ордовик); возраст указан по [5]. К югу от последних выходов флиша наблюдается та же последовательность, которая наращивается более молодыми песчано-сланцевыми отложениями. Любопытно, что грустнинская свита, сложенная специфическими, легко опознаваемыми породами, является маркирующим уровнем разреза для всего Центрально-Таймырского пояса, хотя ее стратотип расположен в Хутудинском блоке Северо-Таймырского пояса.

В докладе будут представлены данные о строении разреза и седиментологических особенностях трех стратиграфических единиц: (1) грустнинской свиты, (2) малодженнирской толщи и (3) выделенной нами сланцево-песчаниковой толщи (верхний ордовик?, MDA = 446 млн лет по 4 зернам циркона). Возможно, к началу конференции будут получены заключения палеонтологов по конодонтам и граптолитам (наша коллекция), что позволит уточнить обозначенные выше возраста подразделений. Грустнинская свита (250 м) представлена преимущественно известняками, причем большей частью это обломочные породы, сложенные карбонатным песком и алевритом. Иногда они содержат обломки раковин остракод. Характерна косая слоистость ряби течения, в том числе взбирающейся; присутствуют неяснослоистые и параллельнослоистые пласты. Некоторые из них демонстрируют турбидитовую последовательность текстур и flute casts на подошвах. Для малодженнирской толщи (400-500 м) свойственно тонкое ритмичное чередование сланцев и известняков (карбонатных алевролитов). Вверх по разрезу частота и количество карбонатных прослоев уменьшается почти до полного исчезновения. В нижней половине толщи есть пачка полимиктовых песчаников с прямой градационной слоистостью, признаками амальгамации и обезвоживания и прослоями аргиллитов. Сланцево-песчаниковая толща (250-300 м, выходит только южнее «Диабазового надвига») сложена темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями и пачками серых песчаников. Встречаются известковистые песчаники, разности с отдельными крупными зернами прозрачного кварца, линзовидные прослои крупнозернистого плохо сортированного песчаника. Макрофауна в перечисленных толщах нами не найдена, за исключением редких находок граптолитов.

Отложения грустнинской свиты, изученные нами на западе Таймыра, очень похожи на таковые в юго-восточной части Центрально-Таймырского

пояса [6] и, по-видимому, сформировались в близких условиях рампа на глубине, превышающей базис штормовых волн. В обнажениях свиты в бассейне р. Хутудабига зафиксирован транспорт карбонатного песка и алеврита с юга. В бассейне р. Грустная (северо-восточнее) в свите появляются мощные пачки карбонатных конгломератов, что вероятно свидетельствует о перегибе подводного склона. Породы малодженнирской толщи демонстрируют много общих черт с близковозрастными породами весеннинской толщи, также описанной в цитированной работе на востоке полуострова. На западном Таймыре разрез отличается присутствием турбидитовых силикокластических гравелитопесчаников. Спектр возрастов детритовых цирконов сходен с таковым из пород флишоидной толщи [4], но отличается присутствием позднекембрийских и раннесреднеордовикских цирконов, отвечающих по возрасту внутриплитному магматизму на Северной Земле (см. обзор в [3]). Восток-северовосточнее от изученного района в бассейне верхнего течения р. Шренк (СЗ Центрально-Таймырского пояса) отложения, предположительно отнесенные нами к верхнему кембрию – ордовику (возраст еще не подтвержден), имеют более дистальный характер (преимущественно глинистые сланцы с прослоями алевролитов и известняков в нижней части).

Таким образом, мы предполагаем, что нижнепалеозойские толщи Северо- и Центрально-Таймырского поясов накапливались в едином осадочном бассейне. В начале этого этапа, в (позднем венде?-) раннем кембрии и, вероятно, начале среднего кембрия это был синорогенный бассейн, засыпавшийся кластикой с севера – северо-запада, со стороны продолжения Тиманского орогена. В рассматриваемом регионе этот ороген, по нашему мнению, сформировался при вендской коллизии Сибири и Карского блока Балтики [3]. По мере накопления осадков депоцентр смещался к югу [7]. В южной части бассейна в позднем венде – среднем кембрии накапливались мелководные платформенные осадки [5], демонстрирующие углубление бассейна в северном направлении (наши наблюдения). Отложения верхнего кембрия – ордовика в Северо-Таймырском поясе сохранились только в его ЮЗ части. Здесь среди детритовых цирконов присутствует позднекембрийская-среднеордовикская популяция, отражающая магматизм, связанный с началом рифтогенеза на Урале и на островах Северной Земли. Фациально сходные породы верхнего кембрия – среднего ордовика присутствуют в Центрально-Таймырском поясе не только в районах, расположенных непосредственно к югу от Хутудинского блока, но и в ЮВ части пояса. В С-СВ части пояса они сменяются черными сланцами [8], обломочный материал не достигал этой части бассейна ни с юга, ни с севера.

Полученные нами результаты не подтверждают распространенную идею о существовании в начале палеозоя океана, разделявшего Северо-

Таймырский и Центрально-Таймырский тектонические пояса (то есть Сибирь и Балтику), что не противоречит палеомагнитным данным [см. 9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-77-10096).

Литература

1. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 517–527.

2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.

3. *Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The Laptev Sea orocline: how to tie loose ends of Arctic fold belts // Earth-Sci. Rev. 2023. V. 238. 104330.

4. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Сатановский К.К., Сарапулова Д.А. Нижнекембрийские-нижнедевонские(?) толщи западного Таймыра (бассейн р. Хутудабига): свидетельства отсутствия океана между Сибирью и Балтикой в раннем-среднем палеозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 22. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. С. 74–75.

5. Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я. Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 228. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.

6. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Багаева А.А., Толмачева Т.Ю. Нижнепалеозойские отложения переходной зоны между карбонатной платформой и черносланцевым бассейном (восточный Таймыр) // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 48–67.

7. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Сатановский К.К., Брянский Н.В., Дубенский А.С. Геология острова Русский (архипелаг Норденшельда) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. С. 255–259.

8. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Ч. І. Брахиоподы, остракоды, конодонты. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 240 с.

9. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Дронов А.В. Палеомагнитные данные по Сибири и Балтике в контексте тестирования некоторых геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского подвижного пояса // Физика Земли. 2017. № 5. С. 159–172.

Силурийские вторичные доломиты гряды Чернышева

На гряде Чернышева доломитовые коллекторы составляют значительную долю и характеризуются в силурийском интервале разреза неравномерным распределением и невыдержанностью по латерали. Эффективные толщины в скважинах изменяются в пределах 3–33 м. Вторичные доломитовые коллектора представлены, в основном, каверново-поровым и порово-каверново-трещинным типами.

В настоящее время проблема происхождения доломита остается дискуссионной. Различные механизмы его образования обсуждались разными авторами [1, 2]. Более того, генезис доломита меняется в зависимости от места его образования [3], так как на него влияют различные геологические, гидрогеологические и тектонические условия.

По микропетрографическим наблюдениям выделяется несколько основных разновидностей доломита по структуре и форме кристаллов [по 4]. Были выделены следующие типы доломитов (рис. 1):

тонко-мелкокристаллический доломит гипидиоморфный, который слагает основную массу породы. Размеры не превышают 0.02 мм (рис. 1а);

– средне-крупнокристаллический доломит гипидиоморфный и ксеноморфный размерами 0.01–0.7 мм. Кристаллы доломита имеют либо прозрачное, либо мутное ядро. Данный тип представляет собой замещение полостей органических остатков, образует пятнистые зоны в нодулярных известняках, сахарозные – в доломитовых брекчиях, встречается вблизи стилолитовых швов (см. рис. 16);

крупнокристаллический «жильный» доломит идиоморфный, размерами до 1.5 мм. Данный тип встречается в полостях каверн и трещин (см. рис. 1в);

 – средне-крупнокристаллический мозаичный доломит ангедральной формы размерами до 1.5 мм. Кристаллы доломита имеют изогнутые, зубчатые и нечеткие границы. Сохранившиеся грани кристаллов редки или отсутствуют (см. рис. 1г);

 средне-крупнокристаллический доломит ксеноморфный, «плавающий» в кальцитовом матриксе.

Доломит с мелкими кристаллами мог образоваться в результате раннего замещения перитидальных известковых аргиллитов и/или раннего диагенетического доломита [5]. Образование мелкокристаллического

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия



Рис. 1. Микрофотографии шлифов с типами структур и формами кристаллов доломита: а – мелкокристаллический доломит в основной массе; б – средне-крупнокристаллический доломит вблизи и вдоль стилолитовых швов; в – крупнокристаллический «жильный» доломит в трещине; г – среднекрупнокристаллический мозаичный доломит, слагающий основную массу породы

(<0.05 мм) гипидиоморфного доломита, вероятно, связано с эвапоритами, которые типичны для аридных и/или сублиторальных/супралиторальных обстановок [5].

Образование средне-крупнокристаллического доломита предполагает замещение кальцита или доломита в позднем диагенезе на небольших глубинах захоронения. Крупнокристаллический «жильный» доломит образовался при повышенных температурах из бассейновых рассолов с более высокой соленостью, чем морская вода [6]. Такое замещение имело место только в зонах с первоначально высокими пористостью и проницаемостью.

Таким образом, исследования показали, что для исходной породы с высокой пористостью характерна тенденция к образованию идиоморф-

ных кристаллов доломита, а с низкой пористостью – гипидиоморфного и ксеноморфного доломита.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме НИР № 122040600010-8

Литература

1. *Hardie L.A.* Dolomitization. A critical view of some current views: perspectives // J. Sed. Petrol. 1987. V. 57. P. 166–183.

2. *Land L.S.* The origin of massive dolomite // J. Geol. Educ. 1985. V. 33. P. 112–125.

3. *Machel H.G.* Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal / The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs / Eds C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi, G. Darke. Geol. Soc. Spec. Pub. 2004. V. 235(1). P. 7–63.

4. *Gregg J.M., Sibley D.F.* Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture // J. Sed. Petrol. 1984. V. 53. P. 908–931.

5. Wright V.P. Peritidal carbonate facies models: a review // Geol. J. 1984. V. 19. P. 309–325.

6. *Merino E., Canals A., Fletcher R.C.* Genesis of self-organized zebra textures in burial dolomites: Displacive veins, induced stress, and dolomitization // Geol. Acta. 2006. V. 4(3). P. 383–393.

А.В. Драздова^{1,2}, С.В. Рудько¹

Литологическая характеристика нового разреза венчающих доломитов баракунской свиты на Уринском поднятии в контексте гипотезы «Земля Снежок»

Венчающими доломитами (ВД) называют маломощный (медианная мощность 9 м) горизонт доломитов, перекрывающий ледниковые отложения докембрия. ВД представляют собой непосредственную запись палеосреды после завершения предполагаемых глобальных оледенений неопротерозоя [1], кроме того, благодаря узнаваемости и глобальному распространению, подошву ВД над оледенением Марино (635 млн лет) формации Нуккалиина приняли в качестве нижней границы эдиакария.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Венчающие доломиты обладают рядом характерных черт, стабильно повторяющихся на разных континентах. Среди них так называемые «гигантские знаки ряби» (или «типи»-подобные структуры) и макропелоиды, являющиеся одним из основных компонентов породы. Эти черты венчающих доломитов представляют собой седиментологическую загадку, разгадка которой, вероятно, является важной характеристикой специфических условий, приведших к внезапному накоплению карбонатов непосредственно над ледниковыми отложениями.

На Уринском поднятии в настоящее время обнаружены три разреза венчающих доломитов. Два из них расположены на реке Ура, один на реке Большой Патом. Разрез на р. Большой Патом обнаружен недавно и отличается относительно большой мощностью (5 м). В настоящем сообщении представлена его литологическая характеристика.

Разрез венчающих доломитов начинается с неровного контакта с нижележащими диамиктитами большепатомский свиты, по-видимому, представляющего трансгрессивную границу. С уровня 60 см (выше контакта) и до видимой кровли ВД разрез слагает светло-серый доломит с параллельной или пологонаклонной слоистостью, с видимыми иногда на выветрелой поверхности зернами – макропелоидами. В нижней части разреза встречаются небольшие «типи» структуры высотой около 30 см, в верхней части – на уровне около 350 см выше границы с диамиктитами видны крупные послойные кремнистые цементы, взламывающие и замещающие доломит. Контакт с вышележащими отложениями задернован, но по присутствию кремнистых стяжений и цементов можно предположить переход к глинистым породам в задернованной части.

В шлифах порода характеризуется чередованием слойков мадстоуна и грейнстоуна (по классификации Данхэма). Грейнстоуны представлены слойками мощностью до 3–5 мм, сложенными среднесортированными микритовыми пелоидами доломитового состава размером 0.1–3 мм, сцементированными крупными, часто послойно располагающимися кристаллами кальцита, мадстоуны – комковатым микритовым доломитом.

В нескольких шлифах встречаются произвольно ориентированные врастания талька в макропелоидах. Образование вторичного талька по доломитам возможно при температурах 100–200 °С и участии богатого кремнеземом флюида [2]. Это говорит о том, что порода проходила стадию катагенеза, о чем также свидетельствуют чешуйки биотита с низкими цветами интерференции и рудными минералами в них.

Макропелоиды, скрепленные пойкилитовым кальцитовым цементом, характерны для венчающих доломитов оледенения Марино во всем мире. Они описываются как зерна размером более 2 мм, состоящие из более мелких пелоидов и микрита [1, 3], и рассматриваются как результат слипания пелоидов при воздействии слабого осциллирующего потока. В образцах из разреза на р. Большой Патом, благодаря хорошей сохранности, локально проявляется внутренняя структура макропелоидов. Пелоиды пронизаны изогнутыми нитевидными структурами, состоящими из плотного микрита по краям и заполненными спаритовым кальцитом. При ухудшении сохранности (микритазации) данная структура напоминает пелоиды или типичные для тромболита сгустки комковатого микрита, скрепленные несколько более крупным микритом (до 10 мкм), как это описано в других разрезах. Наблюдаемые нитевидные структуры, очевидно, имеют биогенное происхождение, однако их интерпретация неоднозначна.

Нитевидные структуры во многом (размер, характер сплетения, тип сохранности) напоминают кембрийский род Girvanella - кальцифицированную оболочку нитчатых цианобактерий. Вместе с тем, Girvanella – это прикрепленный и инкрустирующий рифы организм, и в случае переотложения Girvanella сохраняется в виде удлиненных интракластов неправильной формы. Сохранность нитевидных структур в виде изометричных округлых, но не имеющих концентрической структуры макропелоидов, делает их более похожими на ныне живущих цианобактерий Anabaena. Принципиальное различие между этими вариантами заключается в том, что Girvanella считаются результатом обызвествления бентосных и преимущественно морских бактерий, тогда как Anabaena относится к пресноводному планктону. Такая интерпретация хорошо согласуется с получившем широкое признание [4] предположением о длительном существовании пресноводного слоя талых ледниковых вод непосредственно после завершения глобальных оледенений. В шлифах отчетливо прослеживаются признаки смятия макропелоидов на контакте друг с другом, что свидетельствует об их первоначальной мягкости и последующем быстром обызвествлении, поскольку изометричная форма пелоидов сохранилась.

Ключевым результатом исследования является установление биогенной природы макропелоидов. Высокий потенциал обнаруженных микрофоссилий для реконструкции палеосреды требует проведения дополнительных исследований.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 25-27-00248).

Литература

1. *Hoffman P.F., Halverson G.P., Domack E.W.* Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial «cap dolostones» diachronous? // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258(1–2). P. 114–131.

2. Wan Y., Wang X., Chou I.-M. et al. An experimental study of the formation of talc through $CaMg(CO_3)_2$ -SiO₂-H₂O interaction at 100–200°C and vapor-saturation pressures // Geofluids. 2017. https://doi.org/10.1155/2017/3942826

3. *Shields G.A.* Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plumeworld hypothesis // Terra Nova. 2005. V. 17(4) P. 299–310.

4. Soares J.L., Nogueira A.C.R., dos Santos R.F. Microfacies, diagenesis and hydrocarbon potential of the Neoproterozoic cap carbonate of the southern Amazon Craton // Sediment. Geol. 2020. V. 406. ID 105720 https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105720

А.В. Дронов¹

Карбонатные породы как индикаторы температуры водных масс геологического прошлого

Карбонатные породы широко распространены в коре Земли, составляя до ${}^{1}\!/_{4}$ объема ее осадочной оболочки. Традиционно они считались показателями теплого тропического климата. До 80-х годов XX века в классических учебниках и монографиях по карбонатной седиментации и фациальному анализу карбонатных отложений 95% всех актуалистических примеров относится именно к тепловодным тропическим обстановкам Багамской банки, Персидского залива и Большого барьерного рифа Австралии [3, 2]. Со временем, однако, выяснилось, что карбонатные отложения формируются и в условиях холодных вод и распространены вплоть до полярных широт. Более того, оказалось, что площади распространения современных холодноводных карбонатов больше, чем тропических [8]. То же самое оказалось справедливым и для седиментационных бассейнов геологического прошлого.

В первую очередь это относится к глубоководным пелагическим и гемиплегическим карбонатным отложениям типа писчего мела и глубоководных морских красноцветов типа фации «Ammonitico Rosso» и ее аналогов. Они встречаются в отложениях всех геологических систем фанерозоя. Такие фации занимают, например, значительные площади в ордовикских бассейнах Русской платформы, а также платформы Янцзы, Таримской и Сибирской платформ [1]. Но есть и мелководные холодноводные карбонаты.

Изучение современных мелководных карбонатов умеренного климата впервые было проведено на шельфах Новой Зеландии, Южной Австралии и Южной Африки в 70-е и начале 80-х годов XX века [9, 10]. На совре-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

менных шельфах удалось распознать две характерные ассоциации биокластов: «холодноводную» или форамоловую (Foraminifera+mollusca) и «тепловодную» или хлорозоановую (Chlorophyta + Zoantaria), [9]. В дальнейшем на их основе были выделены, соответственно, гетерозоановая и фотозоановая ассоциации [8].

Первая (холодноводная) представлена преимущественно гетеротрофными организмами (двустворчатые моллюски, мшанки, ракообразные, серпулиды, гастроподы, брахиоподы, бентосные фораминиферы и др.) с небольшой примесью автотрофных организмов (красные известковые водоросли). Во второй (тепловодной) доминируют фототрофные организмы (зеленые и красные известковые водоросли) и миксотрофные организмы (кораллы, крупные бентосные фораминиферы, крупные двустворчатые моллюски). Кроме того, для тепловодной ассоциации характерно большое количество известкового ила (микрита) и «нескелетные зерна»: ооиды, грейпстоуны, пелоиды.

Внутри тепловодной фотозоановой ассоциации были также выделены тропическая (собственно, хлорозоановая) и субтропическая (хлоралгаловая) ассоциации. В тропической ассоциации доминируют зеленые известковые водоросли, массивные кораллы, живущие в симбиозе с водорослями. Она формируется при средней температуре вод >22 °C. В субтропической (хлоралгаловой) ассоциации доминируют зеленые известковые водоросли, и она формируется при средних температурах морских вод 18–22 °C. Холодноводная гетерозоановая ассоциация была подразделена на три ассоциации: 1) теплого умеренного климата (родалгаловую); 2) холодного умеренного климата (бриоалгаловую) и 3) приполярную (молехфоровую).

В ассоциации умеренного теплого климата доминируют красные известковые водоросли, и она формируется при средней температуре вод 12–18 °C. В ассоциации, характерной для холодных вод умеренного климата (5–12 °C), преобладают мшанки и красные известковые водоросли. А для приполярной ассоциации со средней температурой вод <5 °C характерны моллюски, иглокожие и бентосные фораминиферы. Эти ассоциации биокластов распознаются и в отложениях геологического прошлого, что позволяет прикинуть среднюю температуру вод, при которой формировались соответствующие отложения.

Кроме того, для холодноводных карбонатов бывает характерно присутствие аутигенных минералов, образующихся при низких температурах, в частности, глауконита, оптимальный интервал температур формирования которого составляет 4–14 °C [11]. Обилие рассеянных зерен глауконита в мелководных известняках нижнего и среднего ордовика Прибалтики может рассматриваться как убедительное свидетельство их холодноводного происхождения. Аналогичное обогащение глауконитом современных

59

холодноводных карбонатов зафиксировано на примере Южной Австралии [8]. Там же отмечены и поверхности перерыва с железистой гидрогетитовой импрегнацией, и железистые оолиты, столь характерные для отложений волховского и кундаского горизонтов Ленинградской области и Эстонии [5].

Смена соответствующих биокластических ассоциаций в карбонатном разрезе помогает проследить изменения температуры вод в соответствующем седиментационном бассейне. Иногда, как в случае с Русской платформой, эволюция карбонатов по разрезу ордовика отражает дрейф континента из высоких приполярных широт в низкие приэкваториальные [5]. В других же ситуациях, как в случае с Сибирской и Северо-Американской платформами, находившихся в приэкваториальных широтах, появление холодноводных карбонатов в верхах среднего и верхнем ордовике объясняется апвеллингом и холодными течениями [6, 4, 7].

Работа выполнена в рамках тем госзаданий № FMMG-2021-0003 ГИН РАН, утвержденных Минобрнауки России.

Литература

1. Дронов А.В. Глубоководные морские красноцветы в эпиконтинентальных морях ордовика // Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). Фундаментальные проблемы изучения вулканогенноосадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2023). Конференция посвящена памяти Анны Григорьевны Коссовской (1915–2000) и Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003). М.: ГЕОС, 2023. С. 51–54.

2. *Уилсон Дж.Л*. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980. 462 с.

3. *Bathurst R.G.C.* Carbonate sediments and their Diagenesis. Amsterdam: Elsevier, 1975, 652 p.

4. *Brookfield M.E.* A mid-Ordovician temperate carbonate shelf – the Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada // Sediment. Geol. V. 60. 1988. P. 137–153.

5. *Dronov A., Rozhnov S.* Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. V. 46. (Suppl.). P. 108–113.

6. *Dronov A*. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 389(1). P. 87–95.

7. *Holland S.M., Patzkowsky M.E.* Sequence Stratigraphy and Long-term Paleoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the Eastern United States // Paleozoic sequence Stratigraphy. Views from the North American Craton / Eds B. J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1996. V. 306. P. 117–130. 8. *James N.P.* The cool-water carbonate depositional realm // James N.P. and Clarke J.A.D. (eds.) Cool-water carbonates. SEPM Special Publication. No. 56. Tulsa. 1997. P. 1–22.

9. *Lees A and Buller A.T.* Modern temperate water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted // Mar. Geol. 1972. V. 13. P. 67–73.

10. Lees A. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation // Mar. Geol. 1975. V. 19. P. 159–98.

11. *Odin G.S., Matter A.* De glauconarum originae // Sedimentology. 1988. V. 28. P. 611–641.

В.А. Друщиц¹

Влияние тектоники на седиментологические процессы, формирующие четвертичные месторождения углеводородов на континентальных окраинах

Открытые четвертичные залежи углеводородов на континентальных окраинах – небольшие по размеру и немногочисленны, часть их успешно разрабатывается. Они расположены на пассивных и активных континентальных окраинах в различных климатических поясах: от умеренного до экваториального. Общая черта геологического развития этих скоплений нефти и газа – нахождение в области значительных (даже гигантских) нефтегазоносных бассейнов, где продуктивные толщи позднего кайнозоя отлагались под влиянием больших рек. Ярким примером такого сценария являются континентальные окраины, где распространяется твердый сток рек Миссисипи, По, Нила, Барам и Флай. При этом четвертичные месторождения углеводородов сформировались в различных геодинамических обстановках. Обнаружены такие месторождения и на ледниковой континентальной окраине северо-запада Европы, в ледниковых образованиях [1].

Четвертичные скопления углеводородов открыты в Мексиканском заливе (нефть, газ, между глубинами 64–2019 м) [2], в морях Северном и Норвежском (газ, глубины 81–384 м) [3, 4], в северной части Адриатического моря (газ, 20–50 м) [5], в юго-восточной части Средиземного моря (газ, глубины 500–1500 м) [6]. На о. Серам открыто четвертичное нефтяное месторождение Bula, которое имеет продолжение на акватории

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

(глубины 5–600 м, дельтовая толща Fufa) [7]. На северо-западном шельфе о. Борнео (глубина 90 м), в бассейне дельты реки Барам, находится газовое месторождение Берилл [8]. На внешнем шельфе залива Папуа готовы к эксплуатации газовые месторождения квартера Kidukidu, Hagana, Flindres [9]. Залежи квартера расположены в дельтовых образованиях береговой зоны, края шельфа, в ледниковых осадках шельфа, турбидитах отложенных на континентальных склонах и их подножии.

Седиментологические процессы, осуществляющие перемещение осадочного материала от береговой зоны до подножия континентального склона, подробно рассмотрены в работах И.В. Хворовой и М.Н. Алексеева, А.А. Чистякова и Ф.А. Щербакова [10, 11]. Показано, что основные процессы, которые транспортируют наносы от уреза к подножию континентального склона, имеют гидрогенную и гравитационную природу. Большая часть резервуаров квартера сформируется в результате активности гравитационных процессов. Особое место занимают турбидитовые коллекторы, находящиеся в мини-бассейнах, созданные вследствие миграции эвапоритов (Мексиканский залив, конус выноса реки Нил).

В позднем кайнозое на континентальных окраинах Северной Америки, северо-запада Европы, юго-востока Африки большое значение имели усиление эрозии (вследствие подъема), изменения водосборных площадей, проявления вулканизма на смежной суше. В квартере эти процессы привели к резкому увеличению поставки терригенного и вулканогенного материала в акватории. На прилегающей суше континентальных окраин северо-востока Апеннинского п-ова, северо-востока о. Серам, северозапада о. Борнео, юго-востока о. Новая Гвинея в конце кайнозоя формируются складчато-надвиговые пояса, а на шельфах – бассейны форланда, где в четвертичное время аккумулируется обломочный и вулканогенный материал. В таблице представлены данные, характеризующие условия формирования четвертичных залежей углеводородов на континентальных окраинах. Все месторождения образованы в тектонически активных регионах.

Влияние тектонических процессов необходимо учитывать на стадии мобилизации обломочного материала и при дальнейшей его транспортировке. Ярким примером заполнения тектонически обусловленными гравитационными перемещениями наносов являются мини-бассейны континентальных склонов Мексиканского залива, конуса выноса реки Нил, и аккумуляция в понижениях рельефа между глиняными диапирами в бассейне дельты Барам. Помимо соляной тектоники, там действуют реактивированные различного вида тектонические смещения, которые могут генерировать обвалы, оползни, массовое движение осадков и провоцировать смещения русел подводных долин, каньонов и каналов. На севере Адриатики происходит заполнение краевого прогиба турбидитами,

3
11
15
$\tilde{\mathcal{O}}$
σ_{λ}

Характеристики условий формирования четвертичных месторождений углеводородов на континентальных окраинах по [1-9, 12-15]

7	Зона коллизии	1	100	I	+	5-6	384 Общий	2.8–3.5	
9	Зона коллизии	3	5	Глиняные диапиры	+	42	459 Общий	0.69 плиоцен	
5	Зона коллизии	\rightarrow	40	I	+	7	I	0.5 ?	
4	Зона субдукции	7.7 дельта	5	Минибас- сейны	+	4-5	134 Нил	1.5-1.6	
ε	Зона субдукции	2	30	Дианиры	+	4-6.5	46 Общий	0.32–2.8	
5	Межплитная дивергент- ная граница	0.18-0.48	16–18	Диапиры		3–5	7000 1.5-0.8 млн л	0.18-0.24	
1	Межплитная дивергент- ная граница	4	27	Минибас- сейны		S	400 Миссисипи	10	
Залежь Показатели	Геодинамическая обста- новка	Скорость погружения (мм/год)	Скорость горизонталь- ных движений (мм/год)	Соляная тектоника	Вулканизм	Землетрясения	Твердый сток (т/год 10 ⁶)	Скорость осадконако- пления (мм/год)	

примечание. 1 – континентальная окраина Северной Америки (рисксиканский залив), 2 – континентальная окраина северо-запада Европы (моря Северное и Норвежское), 3 – континентальная окраина северо-востока Апеннинского п-ва (северная Адриатика), 4 – континентальная окраина юго-востока Африки (глубоководный конус выноса реки Нил), 5 – континентальная окраина северо-востока о. Серам (море Серам), 6 – континентальная окраина северо-запада о. Борнео (Южно-Китайское море), 7 – континентальная окраина юго-востока о. Новая Гвинея (залив Папуа). которые сминаются в складки (движение складчато-надвигового пояса), образуя ловушки для газа.

Гидрогенные процессы находятся в меньшей зависимости от тектоники. Однако построение рельефа эндогенными процессами оказывает влияние на волновую деятельность и на циркуляцию течений. Вместе с нефелоидными отложениями и материалом суспензионных потоков малой плотности наносы, переносимые течениями и волнением, участвуют в формировании покрышек.

Перманентное погружение шельфа способствует смещению осадков на более низкие уровни. На локальном уровне землетрясения, тектонические дислокации провоцируют возникновение оползней, обвалов, высокоплотностных мутьевых потоков и другие виды массового смещения отложений, которые могут создавать и коллекторы, и покрышки.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических процессов формирования складчатых структур Северо-Востока Азии» (тема FMMG-2023-0010).

Литература

1. Друщиц В.А. Газовые месторождения квартера на континентальных окраинах // Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. 2023. № 81. С. 5–27.

2. Weimer P., Bouroullec R., Adson J. et al. An overview of the petroleum systems of the northern deep-water Gulf of Mexico // AAPG Bulletin. 2017. V. 101(7). P. 941–993.

3. Ottesen D., Dowdeswell J.A., Rise L. et al. Large-scale development of the mid-Norwegian shelf over the last three million years and potential for hydrocarbon reservoirs in glacial sediments // Geol. Soc. Spec. Pub. 2012. V. 368. https:// doi.org/10.1144/sp368.6

4. Bellwald B., Planke S., Vadakkepuliyambatta S. et al. Quaternary and Neogene Reservoirs of the Norwegian Continental Shelf and the Faroe – Shetland Basin. 2022. V. 40, № 6. P. 43-54.

5. *Cazzini F., Zotto O., Fantoni R.O. et al.* Oil and gas in the Adriatic forland, Italy // J. Petrol. Geol. 2015. V. 38. P. 255–279.

6. *Mokhar M., Saad M., Selim S.* Reservoir architecture of deep marine slope channel, Scarab field, offshore Nile Delta, Egypt: application of reservoir characterization // Egypt. J. Petrol. 2016. V. 25. P. 495–508. https://doi.org/10.1016/j.ejpe.2015.11.003.

7. *Morrison K*. New Insights into the Exploration Potential of the Plio-Pleistocene Foreland Basin of North-Eastern Seram // Proceedings of the 2023 Southeast Asia Petroleum Exploration Society (SEAPEX). Conference 2023. Singapore, 7–10 March, 2023. 8. *Abd. Rahman A.H., Menier D., Mansor Y.* Sequence stratigraphic modelling and reservoir architecture of the shallow marine successions of Baram field, West Baram Delta, offshore Sarawak, East Malaysia // Mar. Petrol. Geol. 2014. V. 58. P. 687–703.

9. *Oil search overview*. CLSA Investors' Forum. September 2019. P. 3, 30. www.oilsearch.com

10. *Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23.

11. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология континентальных окраин. М.: Недра, 1986. 243 с.

12. *Van Gorsel J.T.* Bibliogrphy of the geology of Indonesia and surrounding areas. Ed.7.0. July 2018. 316 p. www.vangorselslist.com.

13. *Milliman J.D., Syvitski J.P.M.* Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers // J. Geol. 1992. V. 100. P. 525–544.

14. Van Rensbergen P., Morley C.K., Ang D.W. et al. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data the Baram delta, offshore Brunei Darussalam//Journal of the Geological Society. 1999. https://doi. org/10.1144/gsjgs.156.3.0633

15. *Lien Ø.F., Hjelstuen B.O., Zhang X. et al.* Late Plio-Pleistocene evolution of the Eurasian Ice Sheets inferred from sediment input along the northeastern Atlantic continental margin // Quat. Sci. Rev. 2022. DOI: 10.1016/j.quascirev.2022.107433.

С.А. Дуб1

Систематизация терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных отложений укской свиты верхнего рифея Южного Урала по вещественному составу

Для классификации глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых пород в отечественной осадочной геологии чаще всего применяются треугольная диаграмма С.Г. Вишнякова [1], а также её модифицированные [3, 4] варианты. Однако, в существующем виде они не позволяют произвести графическое отображение конкретных аналитических данных в силу ряда причин, главная из которых – непараллельность границ выделен-

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ных полей сторонам треугольника, в связи с чем многие поля не совсем совпадают с заложенными в классификацию интервалами содержаний. Прочие недостатки освещены в работе В.Г. Кузнецова и Д.К. Патрунова [3], в которой также представлена гипотетическая схема подразделения пород по вещественному составу. Последняя доработана нами с учётом существующих вариантов классификации. Представленная треугольная диаграмма (рис. 1) позволяет наносить фигуративные точки и отразить систематическое положение образцов относительно друг друга, что продемонстрировано на примере отложений укской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (БМА) Южного Урала.

В стратотипе свиты (р. Юрюзань выше г. Усть-Катав) и в других разрезах западного крыла БМА нижнеукская подсвита имеет трёхчленное строение: она подразделяется на нижнюю (существенно песчаную) ямаштинскую, среднюю (карбонатную, сложенную обычно строматолитовыми известняками, с терригенной примесью) аккостякскую и верхнюю (терригенно-карбонатную, представленную в стратотипе чередованием пачек карбонатных и терригенных пород) авдырдакскую толщи. Верхняя известняковая подсвита в стратотипе состоит из юрюзанской, медвежьей I, манайсинской и медвежьей II толщ. Для юрюзанской толщи характерны тонкостолбчатые ветвящиеся строматолиты. Толщи медвежья I и II сложены в основном биогермами, состоящими из толстостолбчатых ветвящихся строматолитов, межбиогермными породами и локально развитыми слоистыми пакетами зернистых известняков. Манайсинская толща объединяет известняки с многочисленными текстурами molar-tooth и доломиты.

Изучен минеральный и химический состав пород (здесь и далее содержания приведены в мас.%) стратотипа, представленных в основном известняками, а в авдырдакской толще также алевролитами. Образцы помимо кальцита содержат кварц, в меньшей степени полевой шпат, глинистые минералы из группы иллита, иногда слюды и хлорит, а также варьирующее количество доломита (в том числе железистого). В шлифах иногда отмечается слабая пиритизация. Ранее [2] установлено, что содержание MgO главным образом определяется количеством доломита, соответственно изменения в химическом составе пород контролируются двумя факторами: количеством терригенной примеси (глинистые минералы и силикокластика – обломки кварца и силикатов) и степенью доломитизации. Исходя из допущения, что сумма CaO, MgO и ППП отражает суммарное содержание кальцита и доломита, количество терригенной составляющей рассчитывалось по формуле: 100–(CaO+MgO+ППП).

Подавляющее большинство изученных известняков представлено достаточно чистыми разностями, тем не менее породы разных толщ (а также разных фаций медвежьей I толщи) обладают некоторыми особенностями, которые отражены в расположении фигуративных точек на диаграмме состава терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород (см. рис. 1). Приуроченность точек к полю относительно чистых известняков во многом объясняется спецификой отбора проб (целью служили известняки без заметного количества примесей), тогда как породы с заведомо предполагаемым высоким содержанием некарбонатного материала отбирались попутно.

В строматолитовых и микрозернистых известняках аккостякской толщи присутствует до 12% терригенного материала. Силикокластические породы в составе авдырдакской толщи представлены известковистыми и известковыми алевролитами (18–34% кальцита), тогда как в известняках количество некарбонатной примеси <4% (при достаточно низком содержании доломита).

Тонкостолбчатые строматолиты юрюзанской толщи неравномерно доломитизированы (в двух образцах доломитовых известняков до 26–28% доломита) и обогащены терригенным материалом (до 12–17% по данным разных методов).

В толстостолбчатых строматолитах толщи медвежьей I роль терригенного материала существенно ниже: содержание SiO₂ составляет до 3.6%, а Al₂O₃ – до 2.7%. В изученных образцах доля MgO незначительно варьирует на уровне 0.42–0.53%, тем не менее, скопления кристаллов доломита обнаруживаются как в отдельных строматолитовых слойках, так и в межстолбиковом пространстве, и распределены неравномерно. Межбиогермные отложения в толще медвежьей І нередко обогащены глинистым веществом, которое, как правило, концентрируется в отдельных слойках, а не образует однородную смесь с карбонатным илом. В целом содержание некарбонатного материала меняется в основном от 1.7 до 6.7% (т.е. преобладают достаточно чистые известняки), достигая в отдельных образцах 36.1 и 43.9%, которые, следовательно, корректнее аттестовать как известняки сильноглинистые, а не как мергели. В составе зернистых известняков слоистых пакетов некарбонатная составляющая варьирует в интервале 0.8–7.1%, что примерно сопоставимо с остальными типами известняков (строматолитовыми и межбиогермными) в этой толще.

В манайсинской толще в зернистых известняках нижних элементов циклитов и пачек косослоистых калькаренитов доля некарбонатной примеси в пределах 0.4–11.4%, а в микрозернистых известняках верхних элементов циклитов от 0.7% до 4.9%. Доломиты верхней пачки манайсинской свиты состоят на 92–99% из минерала доломита, при этом доля терригенной примеси в них достаточно низкая (до 1.1%).

Строматолитовые известняки толщи медвежьей II содержат меньше некарбонатной примеси (1.0–2.7%), нежели строматолиты толщи медвежьей I, тогда как содержание MgO меняется в них от 0.45 до 0.66%, т.е. степень доломитизации, наоборот, несколько выше.



Рис. Фигуративные точки известняков укской свиты верхнего рифея БМА на треугольной диаграмме вещественного состава терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород (на основе [1, 3, 4]). В зависимости от характера терригенной примеси верхняя вершина треугольника может быть представлена как глинистым (А), так песчаным/алевритовым (Б) материалом, поэтому обозначения полей даны в двух вариантах. Обозначения фигуративных точек (изв. – известняки): аккостякская толща: 1а – строматолитовые изв., 1б – микрозернистые изв.; юрюзанская толща: 3 – строматолитовые (тонкостолбчатые) изв.; медвежья I толща: 4а – строматолитовые (толстостолбчатые) изв., 4б – микрозернистые изв. слоистых пакетов; манайсинская толща: 5а – микрозернистые изв. слоистых пакетов; манайсинская толща: 5а – микрозернистые изв., 5б – зернистые изв., 5в – доломиты с реликтовой интракластовой структурой; медвежья II толща: 6 – строматолитовые (толстостолбчатые) изв.

Обозначения полей: А – Треугольник глинисто-карбонатных и карбонатноглинистых пород: 1–9 – известняки: 1 – известняки относительно чистые, 2 – известняки с примесью (не более 10% каждого из компонентов примеси), 3 – известняки доломитистые, 4 – известняки доломитовые, 5 – известняки слабоглинистые, 6 – известняки слабоглинистые доломитистые, 7 – известняки слабоглинистые доломитовые, 8 – известняки сильноглинистые / мергели, 9 – известняки сильноглинистые доломитистые / мергели доломитистые; 10–18 – доломит(олит)ы: 10 – доломит(олит)ы относительно чистые, 11 – доломит(олит)ы с примесью (не более 10% каждого из компонентов примеси), 12 – доломит(олит)ы известковистые, 13 – доломит(олит)ы известковые, 14 – доломит(олит)ы слабоглинистые, 15 – доломит(олит)ы слабоглинистые известковистые, 16 – доломит(олит)ы слабоглинистые известковые, 17 – доломит(олит)ы сильноглинистые / домериты, 18 – доломит(олит)ы сильноглинистые известковистые / домериты известковистые; 19–27 – глины/аргиллиты: 19 – глины/аргиллиты с низким содержанием карбонатных примесей, 20 – глины/аргиллиты с примесью (не более 10% каждого из компонентов примеси), 21 – глины/аргиллиты известковистые, 22 – глины/ аргиллиты доломитистые, 23 – глины/аргиллиты известковистые доломитистые, 24 – глины/аргиллиты известковые, 25 – глины/аргиллиты известковые доломитистые, 26 – глины/аргиллиты доломитовые, 27 – глины/аргиллиты доломитовые известковистые; 28-33 – породы смешанного состава (микстолиты), из них: 28-30 – породы с содержанием одного из компонентов менее 10% (в случае если его долей можно пренебречь, могут быть отнесены к той или иной группе – известнякам, доломит(олит)ам или аргиллитам); 31-33 - собственно глинисто-карбонатные породы: 31 – глинисто-известковые породы (доломитовые до доломитистых), 32 – глинисто-доломитовые породы (известковые до известковистых), 33 – породы смешанного состава с преобладанием глинистой составляющей над известковой или доломитовой.

Б – Треугольник силикокласто-карбонатных и карбонатно-силикокластических пород: 1-9 – известняки: 1 – известняки относительно чистые, 2 – известняки с примесью (не более 10% каждого из компонентов примеси), 3 – известняки доломитистые, 4 – известняки доломитовые, 5 – известняки песчанистые/алевритистые, 6 – известняки доломитистые песчанистые/алевритистые, 7 – известняки доломитовые песчанистые/алевритистые, 8 – известняки песчаные/алевритовые, 9 – известняки песчаные/алевритовые доломитистые; 10–18 – доломит(олит)ы: 10 – доломит(олит)ы относительно чистые, 11 – доломит(олит)ы с примесью (не более 10% каждого из компонентов примеси), 12 – доломит(олит)ы известковистые, 13 – доломит(олит)ы известковые, 14 – доломит(олит)ы алевритистые/ песчанистые, 15 – доломит(олит)ы известковистые алевритистые/песчанистые, 16 – доломит(олит)ы известковые алевритистые/песчанистые, 17 – доломит(олит) ы алевритовые/песчаные, 18 – доломит(олит)ы алевритовые/песчаные известковистые; 19-27 - песчаники/алевролиты: 19 - песчаники/алевролиты с низким содержанием карбонатных примесей, 20 – песчаники/алевролиты с примесью карбоната (не более 10% кальцита или доломита), 21 – песчаники/алевролиты известковистые, 22 – песчаники/алевролиты доломитистые, 23 – песчаники/алевролиты известковистые доломитистые, 24 - песчаники/алевролиты известковые, 25 - песчаники/алевролиты известковые доломитистые, 26 - песчаники/алевролиты доломитовые, 27 - песчаники/алевролиты доломитовые известковистые; 28-33 - породы смешанного состава (микстолиты), из них: 28-30 – породы с содержанием одного из компонентов менее 10% (в случае если долей последнего можно пренебречь, могут быть отнесены к той или иной группе – известнякам, доломит(олит) ам или алевролитам/песчаникам); 31-33 - собственно силикокласто-карбонатные породы: 31 - силикокласто(песчано/алеврито)-известковые породы (доломитовые до доломитистых), 32 - силикокласто(песчано/алеврито)-доломитовые породы (известковые до известковистых), 33 - породы смешанного состава с преобладанием силикокластики (песчаной/алевритовой) над известковой или доломитовой составляющей

Таким образом, влияние источников терригенного материала в раннеукское время сокращалось нелинейно: при формировании аккостякской толщи оно было меньше, чем при накоплении авдырдакской, содержащей пачки алевролитов. В верхнеукской подсвите силикокластика не образует самостоятельных слоёв, а присутствует в карбонатных отложениях в подчинённом количестве. Тонкостолбчатые строматолиты юрюзанской толщи в большей степени обогащены силикокластикой, чем строматолиты толщ медвежьих I и II, что свидетельствует о гидродинамической активности среды седиментации и о сохраняющемся влиянии агентов транспортировки терригенного материала на осадконакопление в начале позднеукского времени. В свою очередь, строматолиты толщи медвежьей II содержат меньше некарбонатной примеси, чем нижележащие аналоги (т.е. в конце укского времени на осадконакопление воздействовали уже исключительно внутрибассейновые факторы), но при этом подвержены более интенсивным вторичным преобразованиям (окремнению, доломитизации, перекристаллизации). Межбиогермные отложения внутри органогенных построек толщи медвежьей I содержат разное количество глинистого вещества (от практически чистых до сильноглинистых известняков), что, вероятно, определялось изменчивым составом взвеси вследствие неравномерно проявленной штормовой активности. Среди известняков манайсинской толщи встречаются как «ультрачистые» (с содержанием некарбонатных примесей менее 1%), так и глинистые разности, что говорит о разнообразии обстановок седиментации. Образование метасоматических доломитов верхней пачки манайсинской толщи обусловлено высокой проницаемостью предшествующих им интракластовых известняков.

Данные о минеральном составе пород получены О.Л. Галаховой, Т.Я. Гуляевой (рентгеноструктурный анализ), химическом составе – Н.П. Горбуновой, Л.А. Татариновой, Г.С. Неупокоевой, Г.А. Аввакумовой, И.А. Желуницыным (рентгенофлуоресцентный анализ). Изучение разрезов и отбор проб проводились совместно с А.В. Масловым, Д.В. Гражданкиным, Д.С. Мельником, О.Ю. Мельничуком, М.Т. Крупениным. Автор искренне признателен всем перечисленным лицам.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

1. Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного Края и Карельской АССР. Вып. 12 / Под общ. ред. Е.П. Брунс и С.Г. Вишнякова Л.–М.–Н.: Гос. науч.-техн. горно-нефт. изд-во, 1933. С. 6–22. 2. Дуб С.А., Горбунова Н.П. Химический состав пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала: связь с обстановками осадконакопления и постседиментационными преобразованиями // Ежегодник-2018. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. С. 52–58.

3. *Кузнецов В.Г., Патрунов Д.К.* Надкласс карбонатные породы – карбонатолиты. Известняки и доломиты // Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. С. 163–184.

4. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 430 с.

Л.М. Журавлева¹, В.Г. Кузнецов^{1,2}

Разномасштабная цикличность палеозойского рифообразования

Циклическое развитие геологических процессов, в том числе осадочного породообразования – факт, давно установленный и в той или иной степени изученный, и описанный как в отечественной, так и в мировой литературе. При этом обычно большинство подобных исследований посвящено объектам породного уровня: песчаники-алевролиты-глины; мергели-известняки-доломиты и т.д. Существенно меньше изучены вопросы цикличности объектов надпородного уровня. Одним из примеров подобного рода являются карбонатные массивы – рифы – сложные геологические тела, возникшие в результате жизнедеятельности колониальных или нарастающих организмов, сложенные их остатками, продуктами их разрушения и – в значительной степени – продуктами микробиальной деятельности. В этой связи выделяются истинные рифы, рифовые холмы и иловые холмы, последние сложены пелитоморфными и микрозернистыми известняками, имеющими микробиальную природу [1, 2 и др.]. Распределение в палеозое истинных рифов и рифовых холмов с одной стороны, и иловых холмов – с другой, и рассматривается в настоящем сообщении.

В палеозойской истории Земли установлено пять крупных циклов рифообразования: раннекембрийский, средне-позднеордовикский, силурийско-франский, поздневизейско-серпуховский и пермский. Завершение каждого цикла совпадает с моментами глобальных массовых вымира-

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

² ИПНГ РАН, Москва, Россия
ний на границах ранний-средний кембрий, ордовик-силур, фран-фамен, серпухов-башкир, пермь-триас (рис. 1).

При этом следует отметить, что собственно рифообразование начинается несколько позже появления и развития самих рифостроящих организмов. Необходимо определенное время для того, чтобы отдельные группы



Рис. 1. Циклы крупных порядков палеозойского рифообразования и их соотношение с развитием биоты

организмов создали соответствующий биоценоз, который и обусловливает формирование рифа как специфического геологического тела. С другой стороны, рифостроение, строго говоря, прекращается несколько ранее самого вымирания, поскольку в целом ряде случаев рифы перекрываются карбонатными нерифовыми слоистыми пачками, в том числе содержащими набор рифостроителей [3].

Как правило, в интервалах между эпохами собственно рифообразования шло формирование иловых холмов в течение среднего кембрия – среднего ордовика, фамена – среднего визе. Наиболее известными объектами такого рода являются уолтсорские постройки Бельгии.

Наряду и в составе крупных циклов первого порядка существовали циклы рифообразования второго порядка: ранний силур – ранний девон, эйфель-фран, ранняя, средняя и поздняя пермь. Обособление этих циклов обусловлено глобальными палеогеографическими и палеоклиматическими причинами. Для раннего девона это климатические изменения и крупные биосферные перестройки, вызванные экспансией жизни на сушу, для перми – палеогеографическое положение и глобальные палеоклиматические изменения.

Практически везде в пределах этих циклов фиксируется цикличность более низкого порядка, когда при одном и том же наборе рифостроящей биоты фиксируется несколько интервалов рифостроения, разделенных нерифовыми отложениями.

Завершая краткое изложение сугубо научного сообщения, следует подчеркнуть, что И.В. Хворова, наряду с М.С. Швецовым, была одним из основателей целого направления – литологии карбонатных отложений в нашей стране, она горячо поддержала идею организации в рамках МЛК специальной секции, посвященной этим отложениям [4].

Литература

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

2. *Kiessling W., Flügel E.* Paleoreefs – database on Phanerozoic Reefs // Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Sp. Publ. 2002. V. 72. P. 77–92.

3. *Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Палеозойское рифообразование и его соотношение с развитием биоты. М.: МаксПРЕСС, 2022. 192 с.

4. *Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд. АН СССР, 1958. 170 с.

5. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд. Моск. ун-та, 1989. С. 22–47.

Возраст и источники сноса обломочного циркона из кембрийско-ордовикских терригенно-карбонатных отложений среднего течения р. Вилюй (юг Сибирской платформы)

В позднекембрийское и ордовикское время территория Сибирской платформы представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, с юга и востока ограниченный сушей. Его связь с открытым морем осуществлялась в северной и западной частях платформы [1, 6]. В позднем кембрии практически вся территория Сибирской платформы была покрыта мелководным морем [6]. В ордовикское время внутри бассейна существовал ряд крупных поднятий, представлявших собой низкую размываемую сушу. В развитии ордовикского палеобассейна выделяется два крупных этапа: 1) раннеордовикский (включающий и средний ордовик) и 2) позднеордовикский. Раннеордовикский этап в целом наследует общие черты позднекембрийского бассейна. Для него характерны мелководные обстановки седиментации и терригенно-карбонатные отложения [1].

Рассматриваемый район расположен на северо-западном краю Вилюйской синеклизы и граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой на западе и Сюгджерской седловиной севернее. Здесь на архейско-палеопротерозойских метаморфических породах фундамента залегают поздненеопротерозойские, палеозойские и мезо-кайнозойские отложения чехла, достигающие мощности 3500 м. В структуре чехла выделяются венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский структурные ярусы, разделенные угловыми или географическими несогласиями [5].

Породы холомолохской свиты изучены на правом берегу р. Вилюй, в 2 км ниже устья р. Холомолох-Юрях. Ассоциация пород представлена зеленовато-серыми, в разной степени доломитистыми известняками и доломитами с примесью кварца, оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми конгломератами, а также пестроцветными песчаными доломитами с стяжениями сульфидов и трещинами усыхания.

Балыктахская свита охватывает интервал от верхнего кембрия до низов ордовика [1]. Нами изучен фрагмент средней части свиты, мощностью 35–40 м, расположенный на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Куранах. Видимая часть разреза представлена розовато-зеленоватосерыми доломитистыми известняками с примесью кварца, в верхней

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

части обнажения переходящими в чередование желтовато-серых песчаных доломитов и ржаво-буро-охристых слабосцементированных мелко-тонкозернистых песчаников и алевролитов.

В составе изученных проб преобладают зерна циркона с осцилляторной зональностью и высоким Th/U отношением (>0.1), что обычно для циркона, кристаллизовавшегося из магматического расплава [12]. Вместе с магматическим цирконом в пробах регулярно встречается циркон с зональностью «елового дерева» и «футбольного мяча», а также незональные или пятнистые зерна, которые можно отнести к циркону метаморфического и предположительно метаморфического генезиса [8].

Наибольшее количество метаморфических зерен датируются концом палеопротерозоя. Метаморфические события также фиксируются на границе архея и палеопротерозоя, несколько зерен отвечают архею. В совокупности эти данные предполагают, что источником циркона были магматические и метаморфические породы архей-палеопротерозойского фундамента платформы. Несколько зерен, предположительно метаморфических, датируются концом протерозоя и началом палеозоя. Это свидетельствует о том, что источником терригенного материала также могли являться метаморфизованные в раннем палеозое комплексы складчатого обрамления платформы [3].

Результаты датирования циркона из холомолохской и балыктахской свит среднего течения р. Вилюй показали заметное различие в источниках терригенного сноса в позднекембрийское и раннеордовикское время (рис. 1). U-Th-Pb датирование циркона из холомолохской свиты



Рис. 1. Гистограммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастов и относительные вероятности возраста циркона из холомолохской и балыктахской свит. Гистограммы построены для конкордантных и близко-конкордантных значениях возраста (D = -4-4%). На шкале ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастов серыми линиями отмечены проявления циркона предположительно метаморфического генезиса

верхнего кембрия выявило преобладание зерен неопротерозойского возраста (~845 млн лет), а также значительное количество более молодых (~550 млн лет) зерен циркона (поздний неопротерозой). Эти результаты отчасти согласуются с другими, ранее опубликованными данными для поздненеопротерозойских и кембрийских образований юга Сибирской платформы [2, 7, 10]. Так же, как и в холомолохской свите, в них преобладают неопротерозойские цирконы, связываемые с разрушением неопротерозойских террейнов в южном обрамлении Сибирской платформы. Присутствие в пробах из верхоленской свиты верхнего кембрия единичных зерен циркона раннепротерозойского возраста, авторами работы [7] объясняется переотложением их из более древних осадочных комплексов. В отличие от верхоленской свиты, в исследованной нами пробе из холомолохской свиты содержится 19% циркона палеопротерозойского возраста. Более значительные популяции циркона палеопротерозойского возраста также фиксируются в поздненеопротерозойских (вендских) отложениях юга Сибирской платформы, а также в ее центральной части, севернее изученного района [2]. Учитывая присутствие в пробе значительного количества неустойчивых минералов, сложно предполагать их переотложение из более древних осадочных пород. Не исключено существование в позднекембрийское время альтернативного источника сноса, располагавшегося в юго-восточной части платформы.

Для раннеордовикских пород балыктахской свиты основной (около 70%) популяцией являются зерна циркона палеопротерозойского (1880– 1890 млн лет) возраста. Неопротерозойская популяция (845–900 млн лет) циркона является второй по значимости, но ее содержание значительно меньше, чем в холомолохской свите (45% и 17%, соответственно). Очевидно, что на рубеже кембрия и ордовика произошла смена источника сноса терригенного материала. Наиболее вероятным источником материала для территории Вилюйской синеклизы в раннем ордовике являлся выступ архей-палеопротерозойского фундамента, располагавшийся в центральной части Сибирской платформы и представлявший собой размываемую сушу на протяжении всего ордовика [1]. Циркон с возрастом 1.8–2.0 млрд лет широко распространен в магматических и метаморфических комплексах фундамента платформы. Такой циркон характерен для пород, распространенных в пределах Мархинского террейна Анабарского выступа [11], а также в пределах Алданского щита [9].

Имеющиеся палеогеографические реконструкции для раннеордовикского времени [1] показывают, что транспортировка терригенного материала в изученный район из центральной части платформы напрямую маловероятна. Вероятным механизмом поступления обломочного терригенного материала в бассейн являлись вдольбереговые течения [4], что также подтверждается малым размером обломочных частиц, поступавших в бассейн. Невысокое содержание более молодого циркона (~500– 900 млн лет) в отложениях балыктахской свиты свидетельствует о слабом влиянии источника сноса, располагавшегося в раннеордовикское время на юго-восточной окраине Сибирской платформы [7, 10].

Работа выполнена за счет средств госбюджета в соответствии с госзаданием ГИН РАН № FMMG-2021-0003.

Литература

1. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: «Гео», 2007. 267 с.

2. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507– 1529.

3. *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.3*. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.

4. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.

5. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

6. Сухов С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.

7. *Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V. et al.* Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences: X. 2022. V. 8. 100107.

8. *Hoskin P.W.O., Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.

9. Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R. et al. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Res. 1998. V. 91 P. 333–363.

10. *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160.

11. Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M. et al. Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // Precambrian Res. 2017. V. 301. P. 134–144.

12. *Rubatto D*. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123–138.

О.В. Закусина¹, А.А. Нестеренко¹, Т.А. Королева¹, С.В. Закусин^{1,2}, В.В. Крупская^{1,2}

Особенности кристаллического строения минералов группы каолинита как индикатор условий формирования месторождений каолиновых глин северо-западной части Португалии

Минералы группы каолинита отличаются широким разнообразием структурных особенностей и различного рода дефектов, что определяется условиями их образования и переотложения. Наиболее распространенные минералы этой группы – каолинит и галлуазит – обладают почти идентичным химическим составом: $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ и $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8*nH_2O$ соответственно, где n = 2 для 10Å-галлуазита и n = 0 – для 7Å, различающимся только наличием воды в структуре. При этом идентификация высокодефектного каолинита и 7Å-галлуазита в большинстве случаев представляет довольно трудную задачу.

Особенности упорядоченного расположения катионов в октаэдрическом слое, а также особенности чередования и смещения слоев в структуре одного кристаллита приводят к возникновению множества различных дефектов как в самом слое, так и в порядке чередования слоев и их взаимной ориентации. Встречающиеся в структуре каолинита и галлуазита дефекты могут быть эффективно исследованы методами рентгеновской дифракции и инфракрасной спектроскопии. Детальное исследование строения минералов группы каолинита, в особенности каолинита и гал-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

луазита, может быть использовано как инструмент, позволяющий стратифицировать относительно монотонные толщи переотложенных кор выветривания и определить источник их образования.

Объектами исследования данной работы являются образцы глинистых фракций (<2 мкм) из трех различных месторождений каолиновой провинции на северо-западе Португалии. Два из них (Barqueiros, Villa Fria) представляют собой материал переотложенных кор выветривания. Каолиниты и галлуазиты в этих месторождениях формировались, предположительно, в плиоцене за счет накопления в речных и озерно-речных бассейнах продуктов переотложения кор выветривания по гранитам, гранитогнейсам и кристаллическим сланцам. Третье месторождение Villa Chã представлено остаточными каолинами, сформированными по гранито-гнейсам.

Целью работы было выявить различия в условиях образования минералов группы каолинита на основании исследованных особенностей их кристаллического строения, а именно: характера и степени дефектности структур. Состав, морфология частиц и особенности кристаллической структуры образцов изучались методами рентгеновской дифракции, сканирующей электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии в ближней и средней области, термогравиметрического и рентгенофлуоресцентного анализов.

Глинистая фракция, отобранная для исследования, была представлена преимущественно каолинитом с разной степенью дефектности и 7Åгаллуазитом. Образцы содержали незначительное количество примесных фаз: иллита (в редких случаях мусковита), гиббсита, гетита и кварца. Характер рентегнодифракционных картин свидетельствует о различном типе дефектов в наложении слоев. Все изученные образцы были подразделены на три группы: 1) группа относительно хорошо упорядоченных каолинитов; 2) группа высокодефектных каолинитов и 7Å-галлуазитов; 3) группа, представленная смесями хорошо упорядоченных каолинитов и 7Å-галлуазитов (дефектных каолинитов). Детальный анализ дифракционных картин позволил не только рассчитать широко используемый при исследованиях дефектов каолинитов индекс Хинкли, но и описать дополнительные признаки, указывающие на присутствие различного рода дефектов в наложении слоев.

Методами инфракрасной спектроскопии в средней области по характерным изменениям в спектрах минералов в некоторых образцах было установлено присутствие галлуазита. Также было обнаружено, что изученные каолиниты обладали различной степенью структурной упорядоченности самих слоев, что, в свою очередь, сказалось на изменении спектров в области валентных колебаний ОН-групп. Спектры ИК-поглощения в этой области были соотнесены с дифракционными спектрами. Совместный анализ спектров выявил отчетливые закономерности между интенсивностями полос поглощения в области валентных колебаний OH-групп и интенсивностями рефлексов в области углов 34–40° 2θ CuK_α (рис. 1).

Электронная микроскопия показала, что частицы галлуазита имели близкую к сферической морфологию и образовывали довольно крупные



Рис. 1. Рентгенодифракционные картины неориентированных (I) и ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии (черная линия) и насыщенные ДМСО (серая линия) (II) и ИК-спектры (III) исследованных образцов месторождений Barqueiros (a), Villa Fria и Vila Chã (b)

агрегаты диаметром до 5–6 мкм, что впоследствии подтвердилось анализом среднего размера частиц при помощи лазерного анализатора. Относительно упорядоченные каолиниты отличались преобладанием свойственного для них гексагонального габитуса. Для образцов, в составе которых были идентифицированы упорядоченные каолиниты и галлуазиты, характерно присутствие на электронных микроснимках частиц разного размера, что также было подтверждено данными лазерного анализатора частиц.

Полученные в ходе исследования результаты позволили выявить в разрезах аллювиально-озерных и аллювиальных отложений периоды вероятного изменения уровня моря и колебания климата, которые приводили к накоплению каолинитогового материала с различными особенностями структуры. Для каолиновой провинции северо-запада Португалии выделены эпизоды, когда материал поступал из кор выветривания по кристаллическим сланцам (преобладают 7Å-галлуазиты), гранито-гнейсам (каолиниты с нарушениями в чередовании слоев) и гранитам (относительно упорядоченные каолиниты). Мощности и глубины формирования отложений разных периодов – общие особенности для всех изученных месторождений, что свидетельствует о направленной деятельности речных систем, а также о масштабных климатических изменениях и тектоническом движении характерном для северо-западной части Португалии.

Работа выполнена при поддержке темы государственного задания ИГЕМ РАН.

А.Г. Замирайлова¹, С.И. Чернышева¹

Состав и условия формирования яновстанской свиты верхней юры – нижнего мела (северо-восточная часть Западно-Сибирского бассейна)

Изучались состав и условия формирования яновстанской свиты в краевой северо-восточной части Западно-Сибирского морского бассейна [1]. Свита включает отложения верхней части оксфордского яруса верхней юры до нижней части берриасского яруса нижнего мела включительно, являясь литологическим и стратиграфическим эквивалентом баженовской и георгиевской свит центральной и марьяновской свиты юго-восточной

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

частей бассейна. Изучение свиты проводилось по скважинам: № 320 Туколандо-Вадинской, № 65 Термокарстовой и № 1 Горчинской. Мощность свиты по данным ГИС уменьшается с запада на восток от 426 м (скв. 320) до 259 м (скв. 1), это существенно превышает суммарную мощность баженовского и георгиевского горизонтов в центральной части бассейна. Литология отложений яновстанской свиты изучалась рядом исследователей, но полученные результаты изучения новых разрезов позволяют уточнить и дополнить данные о составе пород свиты на основе их комплексного анализа, развить существующие представления об условиях её формирования.

Яновстанская свита залегает на алевролитах глинистых сиговской свиты, граница между ними проводится по данным ГИС на глубине 4189 м в скважине № 320 Туколандо-Вадинской, 2741 м в скважине № 65 Термокарстовой и 2891 м в скважине № 1 Горчинской. Свита сложена темносерыми аргиллитами и светло-серыми разнозернистыми алевролитами, которые переслаиваются друг с другом. Слоистость субгоризонтальная, линзовидная, волнистая, а также однонаправленная косая. Толщина слойков колеблется от нескольких миллиметров до 10 см. Отмечаются прослои алевролитов известково-доломитовых. По всему разрезу присутствует рассеянный тонкокристаллический пирит, наблюдаемый также в виде псевдоморфоз по остаткам радиолярий, ходам илоедов. Наблюдаются обломки раковин двустворок, реликты радиолярий, фораминифер, скелетов рыб, ходы инфауны (ихнофоссилии типа Skolithos). В нижней части разреза присутствует глауконит. Состав глинистого материала мусковитхлоритовый с примесью каолинита и иллита. Содержание органического углерода в свите составляет в среднем 0.84–1.73%.

Физико-химические условия формирования рассматриваемых отложений мы анализируем с двух позиций: солености и окислительновосстановительного режима.

Отложения яновстанской свиты характеризуются по величине отношения Sr/Ba (табл. 1) как отвечающие условиям пониженной солености [2], а отношений Fe_{пир}/C_{орг} и C_{орг}/S_{с-л} – диагностируются как морские [3, 4].

Окислительно-восстановительные условия формирования отложений свиты оценивались по ряду факторов: а) по минералогическим индикаторам, в качестве которых выступали глауконит и пирит; б) по отношению $S_{c,n}$ /MnO, с учетом того, что сера сульфидная – показатель существенно восстановительного режима, а марганец – умеренно восстановительного и окислительного; в) по степени пиритизации железа (СП-DOP) и по отношениям некоторых элементов (V/(V+Ni), Ni/Mn) [4, 5, 6, 7]. Полученные значения окислительно-восстановительного режима формирования отложений, по классификациям различных авторов, колеблются от окислительных до восстановительных. Суммируя все полученные показатели,

Таблица 1

№ скв.	$\mathrm{C}_{\mathrm{opr}}$	${\rm Fe_{nup}/C_{opr}}$	$\mathrm{C}_{\mathrm{opr}}/\mathrm{S}_{\mathrm{c-H}}$	Sr/Ba	$S_{c_{\text{-}\Pi}}/MnO$	Ni/Mn	V/ (V+Ni)	СП	ΓM	TiO_2/Al_2O_3	Na_2O/Al_2O_3	K_2O/Al_2O_3
65 Термо- карстовая	0.84	0.70	1.29	0.39	11.35	0.07	0.70	0.18	0.4	0.05	0.18	0.20
Г-1 Гор- чинская	1.51	0.54	1.65	0.37	17.63	0.17	0.65	0.18	0.5	0.055	0.14	0.24
320 Туко- ландо-Ва- динская	1.73	0.65	1.46		11.01	_	_	0.21	0.4	0.05	0.17	0.16

Геохимические показатели обстановок формирования яновстанской свиты

 $\varPi p$ имечание. ГМ – гидролизатный модуль (Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2.

можно сделать вывод, что отложения яновстанской свиты следует рассматривать как сформированные в слабо- и умеренно-восстановительных условиях.

Условия выветривания в областях сноса определялись на основе геохимических факторов, в качестве которых принимались модули: калиевый (K₂O/Al₂O), натриевый (Na₂O/Al₂O₃), гидрализатный (Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂), титановый (TiO₂/Al₂O₃) [4, 8]. Устанавливается, что отложениям яновстанской свиты отвечают условия невысокой интенсивности химического выветривания в областях питания.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта FWZZ-2022-0007, программы ФНИ.

Литература

1. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск, 2004. 135 с.

2. Катченков С.М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.

3. Конторович А.Э. Геохимия верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 3. С. 90–102. 4. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета (УГГУ), 2005. 289 с.

5. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.

6. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 480 с.

7. *Raiswell R., Buckley F., Berner R.A., Anderson T.F.* Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental idicator of bottom-water oxygenation // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 5. P. 812–819.

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

<u>М.Н. Зинчук</u>¹, Н.Н. Зинчук¹

О влиянии продуктов гипергенного изменения кимберлитов на формирование вулканогенно-осадочных толщ

На многих диатремах Восточно-Европейской (ВЕП) и Сибирской (СП) платформ отмечена остаточная кора выветривания (КВ) кимберлитов [1–4]. Проведенные сравнительные исследования гипергенного изменения кимберлитов этих платформ позволили уточнить динамику формирования этого типа КВ в различных геолого-тектонических, гидрогеологических и климатических условиях, что подчеркивается их минералого-геохимическими особенностями [5–8]. В целом изученные породы верхних частей диатрем сравнительно рыхлые на большую глубину, что позволяет выполнять гранулометрические анализы без специальной обработки проб. В этом плане указанные породы ВЕП аналогичны образованиям некоторых небольших по размерам трубок СП (типа трубки Дачная). Главным карбонатным минералом измененных пород трубок ВЕП является кальцит, образование которого происходит на всех стадиях формирования и становления кимберлитовых тел [9–12]. Его присутствие

¹ Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия

в КВ свидетельствует о pH среды, в которой находились кальцитсодержащие породы. Разрушение кальцита в процессе выветривания происходит в основном под воздействием угольной кислоты. Сероводородистая кислота в таких условиях является неустойчивой, вследствие окисления серы превращается в серную кислоту, под воздействием которой кальцит преобразуется в гипс [13–15]. На разрушение кальцита большое влияние имеет агрессивная составляющая угольной кислоты, а именно та ее часть, которая израсходуется на растворение углекислого кальция по уравнению: $CaCO_3 + H_2O = Ca_2 + 2HCO_3$. Данный процесс обратим, поэтому после полного израсходования агрессивной углекислоты наступает равновесие, и с последующим удалением СО₂ реакция пойдет в обратном направлении [16–19]. Этим объясняется появление кальцита в верхних частях коры КВ, которые в более низких частях его не содержат. Доломит является более устойчивым к кислотам, чем кальцит, в связи с чем фиксируется в зонах, лишенных карбонатов кальция [20-22]. В отличие от кальцита, образование в КВ сидерита связано с окислительно-восстановительным потенциалом среды (Eh), в зависимости от которого могут возникать оксиды (гидроксиды) железа или карбонаты [23-26]. Сидерит может образоваться даже в слабокислых условиях, при рН раствора немного больше 5, когда существование кальцита невозможно. Подобные условия в ходе выветривания обеспечиваются наличием в перекрывающих породах органических веществ, окисление которых приводит и к предохранению поступившего из исходных пород железа от окисления, и содействует образованию карбоната. Угольная кислота имеет влияние на изменение и возникновение главных силикатных минералов КВ, в первую очередь это касается кандитов [27-29]. Также под ее воздействием на алюминий-содержащие минералы происходит образование каолинита. Создавая кислые условия, углекислота содействует полимеризации находящейся в растворе кремневой кислоты с образованием кварц-халцедоновых агрегатов. Сонахождение кварца с каолинитом, а также пропорциональное уменьшение в некоторых пробах хлорита и смектита, указывают на то, что источником кремнекислоты для кимберлитов СП явились магнезиально-железистые слоистые силикаты, которые под воздействием углекислых растворов и органических кислот разрушались с удалением магнезии и отчасти железа, и порода обогащалась кварцем. А для аналогичных пород ВЕП, что в кварцсодержащие осадочные породы Si поступил из вмещающих диатремы толщ. Часть глинозема исходных минералов в данных условиях связывалась в каолинит [8–10]. Преобразование минералов больше всего относится к слоистым силикатам, изменение которых не приводит к полному разрушению структуры соединения и к кремнекислородным сеткам. На место выщелоченных могут приспосабливаться другие ионы (или комплексы) с образованием новых видов. Что касается других силикатов (или других соединений), то в процессе их гидролиза происходит полное разрушение структуры исходного минерала на отдельные составляющие, из которых (если они не выносятся) возникают новые минералы. В КВ кимберлитов рассматриваемых платформ (за небольшим исключением) попавшие в раствор кремнекислородные тетраэдры объединяются в слои независимо от того, находятся ли они в пределах исходного минерала или в трещине [16–19]. Оливин замещается, а не преобразуется в серпентин; смектит или брусит могут заместиться кальцитом, составляющие которого полностью привнесены и не содержатся в исходном минерале. Поэтому, с определенной степенью условности, к преобразованиям можно отнести и изменения, происходившие в силикатах, поскольку в растворе остаются кремнекислородные тетраэдры, а не Si⁴⁺. В продуктах их выветривания с одинаковой вероятностью может идти образование и оксидов Al, и каолинита. При этом свойственный слюде в кимберлитах политип 1М обусловливает, как менее устойчивый при выветривании, сравнительно более быстрое накопление в продуктах их диоктаэдризации Al, чем выветривание слюды 2M₁ в терригенно-карбонатных породах этих же перспективных на алмазы территорий.

Для построения схемы процесса выветривания, в основу взято распределение по вертикали породообразующих минералов по детально изученным разрезам кимберлитовых пород, вскрытых скважинами в различных участках диатрем. КВ анализируемых кимберлитовых трубок рассматривается вместе с корой выветривания вмещающих пород, поскольку минералы и обломки последней уже во время внедрения смешались механически и создали при обводнении единую физико-химическую систему [21-24]. В процессе выветривания возникают продукты, которые отвечают данной физико-химической обстановке, с изменением которой они могут быть некоторое время стабильными (изменяются медленно) или сразу же растворяться, превращаться в другие соединения. Наиболее чувствительными к изменению определяющих параметров среды являются карбонаты кальция (кальцит, арагонит), по отношению к изменению рН водных растворов и соединений железа фиксирующие изменения окислительно-восстановительной обстановки [27-29]. Из карбонатов в парагенетической ассоциации может выступать только сидерит. Сам же каолинит возник за счет трансформации слюд, хлоритов и смектитов, а также за счет полевых шпатов, которые в заметном количестве присутствуют в КВ. Общей для различных диатрем является неоднородность исходных пород, вызванная тектоническим фактором и составом возникшего обломочного материала. Для трубок СП и ВЕП в целом не свойственна пиритизация вторичных продуктов и связанная с этим обширная сульфидизация. Анализ минеральных ассоциаций КВ показывает, что экзогенные образования рассмотренных кимберлитовых трубок возникли в близких условиях. Сходными явились процессы выветривания исходных пород, которые происходили в гумидном климате, в условиях низкого пенеплена, при повышенной трещиноватости вмещающих кимберлиты пород, а также брекчиевой текстуры самих кимберлитов. Определяющим фактором окончательного состояния экзогенных образований обоих типов трубок являются растительные остатки, которые в значительной степени обусловили изменение исходных породообразующих минералов [13–16].

Сравнение вещественного состава КВ кимберлитов двух платформ показали некоторые черты как общности, так и отличия. В целом изученные породы из элювиальных профилей сравнительно рыхлые, что позволило для большинства изученных проб выполнить гранулометрические анализы без специальной предварительной их обработки. Из существенных различий в минеральном составе выветрелых кимберлитов обоих платформ следует отметить незначительную роль пиропа и пикроильменита в породах ВЕП, в то время как для аналогичных пород СП это доминирующие минералы тяжелой фракции. Основным ИМК трубок взрыва кимберлитов ВЕП является хромшпинелид. Обогащенность этих пород тонкодисперсным кварцем и отличный от диатрем СП состав вмещающих пород (преимущественно терригенные толщи) привел к развитию характерного для ВЕП минерала – сапонита. Для пелитовой составляющей КВ кимберлитов СП характерно присутствие Са-, реже Mg-Fe³⁺-монтмориллонита, ассоциирующего с неупорядоченным монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием, гидрослюдой 1М и серпентином. Широкое развитие процессов доломитизации в верхах профилей выветривания кимберлитов ВЕП может указывать на существенное влияние на вещественный состав элювия перекрывающих КВ вулканогенно-осадочных толщ, для которых характерен этот минерал. Образование сапонита в кимберлитах ВЕП можно объяснить обогашенностью магнезиальных пород кимберлитов кремнеземом, заимствованным из сравнительно рыхлых, вмещающих трубки этого региона пород (в основном песчанистого состава), что привело к более кислой, по сравнению с аналогичными породами СП (где вмещающими толщами являются терригенно-карбонатные и карбонатные толщи нижнего палеозоя), среде. Учитывая ничтожно малые концентрации в тяжелой фракции кимберлитов ВЕП и их КВ пиропа и пикроильменита, а также особенности состава вмещающих и перекрывающих трубки осадочных толщ, следует обратить внимание, что слоистые силикаты типа сапонита и неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования можно использовать в качестве одного из ведущих минералов при поисках кимберлитовых диатрем на этой или близкой по геологическому развитию территорий [15-18].

Литература

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник ВГУ. Геология. 2000. № 5. С. 79–97.

2. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1729–1741.

3. Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. № 8. С. 22–29.

4. Зинчук Н.Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 81–90.

5. Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 7. С. 58–66.

6. Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1704–1715.

7. Зинчук Н.Н. Опыт литолого-минералогических исследований древних осадочных толщ в связи с алмазопоисковыми работами (на примере Сибирской платформы) // Вестник ВГУ. Геология. 2014. №1. С. 13–19.

8. Зинчук Н.Н. Особенности строения и состава коры выветривания на туфогенных образованиях в алмазоносных регионах Сибирской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. № 4. С. 42–52.

9. Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник ВГУ. Геология. 2018. № 2. С. 29–39.

10. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С. 41–56.

11. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник ВГУ. Геология. 2021. № 3. С. 50–61.

12. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник ВГУ. Геология. 2021. № 4. С. 35–52.

13. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. № 1. С. 36–47.

14. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.

15. Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник ВГУ. Геология. 2022. № 4. С. 38–52.

16. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С. 34–49.

17. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С. 46–69.

18. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1 (29). С. 5–28.

19. Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22. № 1. С. 32–50.

20. Зинчук Н.Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. 2023. № 2. С. 56–72.

21. Зинчук Н.Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник ВГУ. Геология. 2023. № 2. С. 28–43.

22. Зинчук Н.Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2023. № 2 (60). С. 43–56.

23. Зинчук Н.Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2023. № 6. С. 62–77.

24. Зинчук Н.Н. Особенности сульфидов в кимберлитовых породах // Вестник ВГУ. Геология. 2023. № 4. С. 47–62.

25. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 42–53.

26. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.

27. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник ВГУ. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.

28. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2003. № 2. С. 57–8.

29. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova et al. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // J. Geochem. Explor. 2002. T. 76. № 2. P. 93–112.

Фациальные особенности формирования древних осадочных алмазосодержащих толщ

В алмазоперспективных районах древних платформ мира широким развитием пользуются древние коры выветривания (КВ) на различных породах [1-5], а также отложения, обогащенные продуктами их размыва и переотложения в различных фациальных обстановках [6, 7]. Интенсивность выветривания обычно возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение при этом имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод [8, 9]. Наиболее мощная КВ формируется на водоразделах, в то время как интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, а на плоских водоразделах наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. Сохраняются от размыва элювиальные продукты только при стечении благоприятных факторов и, преимущественно, в понижениях древнего рельефа и в тектонически опущенных блоках. Наиболее детально КВ в алмазоносных регионах изучена в Малоботуобинском (МБАР), Далдыно-Алакитском (ДААР) и Средне-Мархинском (СМАР) районах Сибирской платформы (СП), в которых благоприятные палеогеографические условия для формирования выветрелых толщ существовали преимущественно в позднедевонскоераннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Поскольку на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна [10-13], то на северо-западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге как этой, так и Вилюйской мезозойской синеклиз (ВМС), возникли равнины с континентальным осадконакоплением, которые разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой практически не происходило дифференцированных тектонических движений. Выравнивание пенепленизированного рельефа и образование элювия на исходных породах протекало постепенно на протяжении всего периода формирования территории, при котором продукты КВ поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с незначительными в это время изменениями

¹ Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), Мирный, Россия

тектонического режима и палеорельефа. Поэтому отложения нижнего карбона ТВС отражают погребенную поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания, представляя тем самым формацию КВ [14-16]. Общая картина осадконакопления в карбоне (по сравнению с девоном) изменялась мало. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В конце пермского периода во многих районах СП начались излияния лав и внедрение траппов (особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса). К концу этого периода длительная эпоха денудации завершилась пенепленизацией СП. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя [17–19], предшествующей юрской активизации СП. В этот же период происходило формирование мощной КВ, причем корообразование, денудация и переотложение элювиальных продуктов в коррелятивные толщи происходили относительно равномерно, что было обусловлено (как и в позднем девоне – раннем карбоне) слабым изменением палеорельефа и тектонического режима.

Особенности геодинамических и фациальных условий формирования древних осадочных толщ нами рассмотрены на примере одного из самых развитых в плане добычи алмазов – МБАР СП, в котором перспективными для дальнейшего прироста сырья являются верхнепалеозойские отложения, в разрезе которых выделяются [20–22] лапчанская (P₁1), ботуобинская (P₁b) и боруллойская (P₂br) свиты. В пределах площади распространения отложений лапчанской свиты выделяется пять фациальных зон: развития аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-лагунных и лагунных отложений. Эти зоны сменяют друг друга по площади и характеризуют три палеоландшафтные области, отражающие условия седиментации отложений лапчанской свиты: полножий склонов и конусов выноса, речных долин (малых водотоков), заливно-лагунного мелководья бассейна. Область подножий склонов и конусов выноса отмечена в юго-западной, центральной и северо-западных частях рассматриваемой территории. Она окаймляет крупное палеоподнятие и постепенно переходит в незначительную по размерам область речных долин. В западной части региона в то время господствовали бассейновые условия седиментации. Эта область включает зону развития делювиальных и делювиально-пролювиальных образований. Здесь получили развитие фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР), алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (O3), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), углисто-глинистых осадков заиливающихся торфяных болот (БЗ) и осадков торфяных болот (БТ). Образование отложений лапчанской свиты в северной и северо-западной частях региона началось [23, 24] на ограниченных площадях с выполнения с элювиально-делювиальными осадками отрицательных форм древнего рельефа, расположенных вблизи наиболее длительно существовавших в рассматриваемый период областей денудации. Это несортированные отложения, представленные щебенкой терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, сцементированной карбонатно-глинистым и алеврито-глинистым материалом. В основании разреза происходило накопление преимущественно к внутренним частям впадин тонкозернистых пролювиальных и озерных осадков. В краевых частях конусов выноса периодически возникали мелкие озерные водоемы, которые часто подвергались кратковременному заболачиванию, чем и объясняется появление в разрезе осадков торфяных болот. Область речных долин (малых водотоков) включает зону преимущественного развития аллювиально-пролювиальных осадков и имеет незначительное распространение. Рассматриваемые отложения выполняют наиболее пониженные участки доверхнепалеозойского рельефа, в то время как на прилегающих склонах палеоподнятий накапливались элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. Область заливно-лагунного мелководья бассейна получила довольно широкое распространение и включает зоны озерно-лагунных и лагунных отложений. В начальную стадию седиментации в основании лапчанского разреза происходило накопление песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных осадков (ЭД). Последовавшая трансгрессия морского бассейна обусловила преимущественное накопление алеврито-глинистых осадков лагун (ЛЗ). В верхней части разреза отмечаются фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озёр (ОЗ).

В пределах площади распространения отложений нижней части ботуобинской свиты выделяется несколько фациальных зон: преимущественного развития аллювиальных, подвижного мелководья бассейна, подводно-дельтовых, озерно-болотных отложений и осадков заливно-лагунного мелководья бассейна, при участии озёрно-болотных делювиально-лагунных и пролювиально-лагунных образований. По условиям седиментации все перечисленные фациальные зоны объединяются [3] в следующие палеоландшафтные области: континентального осадконакопления, приберегового сильно подвижного мелководья, заливнолагунного мелководья и открытого подвижного мелководья, заливнолагунного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В начале раннепермского времени широкое развитие получил комплекс фаций континентальных отложений. Затем последовало незначительное прогибание территории, что способствовало дальнейшему продвижению вод бассейна вглубь суши. В результате этого сокращалась площадь континентального осадконакопления и устанавливались преимущественно бассейновые условия седиментации, что нашло отражение в распределении фациальных зон как по площади, так и в разрезе. В основании разреза ботуобинской свиты преобладают фации песчаных осадков русла и подводной части дельты (ПД). Они слагают основную часть разреза и выше перекрываются фациями глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ), песчаных осадков баров, кос и россыпей (БКП). Фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ) обычно залегают на отложениях открытого подвижного мелководья бассейна, осадков баров, кос, пересыпей и реже непосредственно перекрывают отложения подводной части дельты. В пределах области развития заливно-лагунного мелководья бассейна выделяются три фациальные зоны. В основании разреза отмечаются незначительные по мощности фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), которые выше по разрезу перекрываются отложениями фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Нижняя часть зоны развития пролювиально-лагунных отложений обычно представлена фацией гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР). Выше по разрезу залегают фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Зона развития озерно-болотных и лагунных отложений имеет широкое площадное распространение. Здесь устанавливаются фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). В разрезе отмечаются также фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), глинисто-алевритопесчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ) и песчаных осадков подводной дельты (ПД).

В пределах поля развития нижней части разреза боруллойской свиты выделяются [5–7] четыре фациальные зоны: преимущественного развития аллювиальных, аллювиально-дельтовых и подводнодельтовых отложений, а также образований открытого мелководья бассейна. Перечисленные фациальные зоны образуют три палеоландшафтные области, характеризующиеся различными условиями седиментации в начале позднепермского времени: речных долин и аллювиально-дельтовых равнин, приберегового сильно подвижного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. Область речных долин и лагунно-дельтовых равнин включает в себя фациальные зоны развития аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Аллювиальная равнина получила довольно широкое развитие, окаймляя крупное позднепермское палеоподнятие, расположенное в восточной и южной части рассматриваемой территории, которая являлась в этот период областью длительного размыва. В пределах аллювиальной равнины преимущественное развитие получили фации песчано-гравийногалечных осадков русла (AP) и песчано-алевритовых осадков поймы (AП). Меньшее распространение получили фации: алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), алеврито-глинистых осадков застойных и зарастающих озер (ОКЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот, а также осадков торфяных болот. Последние обычно наблюдаются в верхних частях разрезов и нередко тяготеют к бортам долины. В западной части изученной территории получила развитие аллювиально-дельтовая равнина, которая примыкает на всём своём протяжении к довольно обширной зоне подвижной дельты. Область приберегового сильно подвижного бассейна включает в себя фациальную зону преимущественного развития подводнодельтовых осадков, для которых характерно преобладание фаций песчаных осадков подводной дельты (ПД), на которых вблизи береговой линии залегают фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ) и алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Область подводного открытого мелководья занимает зону преимущественного развития фаций глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (ОМБ). В основании позднепермского разреза залегают фации песчаных осадков подводной части дельты (ПД) и незначительные по мощности фации углисто-глинистых осадков заиливающихся торфяных болот (БЗ), которые перекрываются глинисто-алеврито-песчаными осадками открытого подвижного мелководья бассейна, а также алеврито-глинистыми осадками лагун и заливов (ЛЗ). Итак, нами показано значительное уменьшение в нижнепермское время восходящих тектонических движений в бассейнах седиментации, что привело к перестройке палеогеографической зональности и установлению перерыва в осадконакоплении на части изученной территории. Последовавшая тектоническая стабилизация и гумидный климат обусловили развитие гипергенных процессов, а геодинамические процессы привели к формированию элювиального чехла на изверженных и осадочных породах региона. Замедление тектонических движений компенсировалось осалконакоплением и заканчивалось регрессией. Минимум регрессии приходится на первую половину раннеборуллойского времени, а максимум – на конец этого же периода. Кимберлитовый материал (алмазы и их минералы-спутники, переотложенные выветрелые продукты) в фации нижних частей разрезов поступал за счет размыва верхних горизонтов как из известных в регионе диатрем, так и тел, предполагаемых в областях денудации.

Литература

1. Бардухинов Л.Д., Зинчук Н.Н. Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 65–86.

2. Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 7. С. 58–66.

3. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник ВГУ. Геология. 2021. № 4. С. 35–52.

4. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. № 1. С. 36–47.

5. Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник ВГУ. Геология. 2022. № 4. С. 38–52.

6. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. № 4. С. 34–49.

7. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.

8. Зинчук Н.Н. О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. № 1. С. 10–23.

9. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С. 42–55.

10. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. № 1(29). С. 5–28.

11. Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22. № 1. С. 32–50.

12. Зинчук Н.Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. 2023. № 2. С. 56–72.

13. Зинчук Н.Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник ВГУ. Геология. 2023. № 2. С. 28–43.

14. Зинчук Н.Н. О некоторых особенностях региональной поисковой алмазной минералогии // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2024. Т. 23. № 2. С. 152–172.

15. Зинчук Н.Н. Особенности магнетита из кимберлитовых пород // Вестник ВГУ. 2024. № 3. С. 32–47.

16. Зинчук Н.Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопоисковыми работами // Отечественная геология. 2024. № 3. С. 43–72.

17. Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 66–71.

18. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. № 8. С. 22–29.

19. Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв. 2004. 166 с.

20. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.

21. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.

22. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник ВГУ. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.

23. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник ВГУ. Серия геология. 2003. № 2. С. 57–68.

24. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Sibirian Platform // Petrology. 2001. T. 9(6). P. 576–588.

А.В. Иванов¹, К.К. Колесов¹

Два типа разреза адырташской свиты на юге Тувы: осадочный и вулканогенный

В строении раннепалеозойского Таннуольского террейна на юге Тувы выделяется система грабенов. Ранее считалось, что данные структуры заполнены терригенным материалом ордовика, в том числе породами адырташской свиты. Стратотип адырташской свиты находится в правом борту реки Хемчик, на северо-востоке от горы Ютюг-Хая и представляет собой осадочный разрез, где переслаиваются песчаники и алевролиты. Нами породы адырташской свиты были изучены в более представительном разрезе в верховьях реки Ирбитей на юге Тувы [1]. Здесь наблюдается переслаивание красноцветных песчаников, конгломератов и кварцевых песчаников. В обломках конгломератов преобладают валуны и галька гранитоидов и эффузивов.

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

U-Pb датирование детритовых зерен циркона из кварцевого песчаника позволило оценить их возраст в интервале 493–504 млн лет. Основной является популяция циркона с возрастом 503 млн лет, все полученные оценки возраста циркона образуют непрерывный ряд значений, указывая тем самым, что их источники образовывались в результате единого тектоно-магматического события в этот промежуток времени. В красноцветных песчаниках, которые расположены среди конгломератовых пачек, возраст циркона самой молодой популяции 472–476 млн лет, и основная популяция 492–514 млн лет. Распределение цирконов в этих двух пробах позволяет ограничить верхнюю границу накопления этих отложений не древнее ордовика, что согласуется с биостратиграфическими данными [1] и указывает на широкое распространение на эродируемой поверхности при их накоплении кембрийских, и в меньшей мере ордовикских пород. Так же в изученных пробах присутствуют единичные зерна докембрийского возраста – 742, 2079 млн лет.

Второй изученный нами разрез адырташской свиты расположен на водоразделе рек Холу и Деспен на юге Тувы, в его составе обнаружены вулканиты и продукты вулканической деятельности, а также вулканогенноосадочные породы, представленные продуктами местного перемыва субсинхронных вулканических пород.

Установлено, что в центральной части преобладают вулканиты, туфы и туфопесчаники. Южная и северная части изучаемого выхода пород адырташской свиты представлены несколькими горизонтами (мощностью до 150 м) грубообломочных пород, матрикс которых представляет собой кристаллокластическую туфолаву, а многочисленные разноразмерные обломки (до глыбовой размерности) сложены гранитоидами, различными вулканитами и, реже, щелочными магматическими породами с нефелином. Вулканогенная туфовая природа матрикса позволяет отнести эти обломочные породы к туфоконгломератам. В разных частях разреза отмечены тела трахибазальтов и миндалекаменных базальтов, как правило, пространственно приуроченных к выходам туфоконгломератов.

Среди валунов интрузивных пород из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты преобладают низкощелочные гранодиориты, низкощелочные кварцевые диориты, гранодиориты и граносиениты. Гранитоиды имеют содержания SiO₂ 62–69%, Na₂O 2.7–5.2%, K₂O 0.5–2.7%. Основная часть вулканитов в обломочной части туфоконгломератов представлена андезитами, андезибазальтами, субщелочными базальтами и дацитами/риодацитами.

Все изученные разности магматических и вулканических пород имеют подобный спектр мультиэлементного распределения. Для них характерны повышенные концентрации Th (от 4 до 13 г/т) и P₂O₅ (от 0.2 до 0.35%). Для группы обломков, разнообразных по составу (от дацитов до щелочных ба-

зальтов), характерной чертой является присутствие Та максимума при минимуме по Nb. На основе распределения РЗЭ можно выделить две группы пород вне зависимости от их петрохимического состава. В первую основную группу можно объединить породы с отношением LREE/HREE от 1.7 до 3.1 и выраженной отрицательной Eu-аномалией. Вторая группа представлена породами с LREE/HREE от 1.5 до 1.6 и отсутствием Eu-аномалии.

Матрикс туфоконгломератов имеет андезитовый состав и не отличим по составу от андезитов из обломков туфоконгломератов.

Проведенное изучение показало однотипность геохимических характеристик гранитов и риодацитов/дацитов из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты, что позволяет предполагать их отнесение к единой вулкано-плутонической серии. Подобная вулкано-плутоническая ассоциация установлена в этой части Тувинского сегмента, которая представлена деспенской вулканической толщей, относимой ранее к кендейской свите девона, и гранитами арголикского комплекса [2]. В отличие от изученных нами пород вулкано-плутонической серии, для этих пород характерны Та-Nb и Р минимумы и более значительное обогащение LREE над HREE. Эти геохимические различия возможно обусловлены различными первичными магмогенирирующими расплавами.

Результаты U-Pb датирования позволяют нам выделить вулканическое событие в интервале 444–463 млн лет. На основе детального изучения результатов U-Pb датирования зерен циркона стало возможным выделение трех эпизодов вулканической активности. В центральной части этой структуры находятся наиболее древние вулканиты с возрастом 462 млн лет, которые также представлены в виде обломков риолитов в более молодых туфоконгломератах. Второй эпизод проявлен 455–457 млн лет назад и маркируется горизонтами туфов и туфопесчаников. С этим эпизодом вулканической активности сопряжено формирование гранодиоритов, широко представленных в обломочной части более молодых туфоконгломератов этой вулканической последовательности.

Завершающим эпизодом на границе ордовика и силура (444–445 млн лет) стало образование мощных толщ туфоконгломератов и туфопесчаников. Присутствие единичных цирконов во многих изученных пробах с неоархейским, палеопротерозойским, неопротерозойским и кембрийским возрастом указывают на гетерогенное строение доордовикского фундамента и длительную историю его развития, начиная с неоархея. Данные U-Pb датирования для древних цирконов хорошо согласуются с таковыми, полученными для осадочно-вулканогенных пород шурмакской свиты кембрия [3], расположенных в непосредственной близости от изучаемого разреза в пределах юга Тувы.

Таким образом, проведенное изучение двух удаленных друг от друга разрезов адырташской свиты показали, что в ордовике на юге Тувы происходило образование двух различных по составу и генезису стратифицированных комплексов – в районе реки Ирбитей происходило накопление осадочных пород за счет разрушения более древних палеозойских пород, в междуречье Холу-Деспен в результате проявления единого вулкано-плутонического события происходило синхронное с ним формирование вулканической последовательности. Результаты данного исследования ставят вопрос об отнесении изученных стратифицированных комплексов к одной свите.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант 24-77-00019.

Литература

1. Гинцингер А.Б., Сенников В.М. Ордовик Алтае-Саянской области // / Стратиграфия палеозоя Средней Сибири / Под. ред. Б.С. Соколова. Новосибирск: Наука, 1967. С. 74–86.

2. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И. и др. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.

3. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И. и др. Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник СПб ун-та. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 702–716.

Г.А. Калмыков¹, Е.В. Карпова¹, Н.С. Балушкина¹, А.Г. Калмыков¹

Расширение ресурсной базы углеводородов за счёт выделения поисковых объектов в зонах гидротермальной проработки осадочных пород.

В настоящее время на территории Западной Сибири открыты практически все значимые месторождения углеводородов с использованием теории Вассоевича, а обнаружение новых месторождений нефти и газа можно ожидать только на основании применения новых поисковых крите-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

риев в зонах, ранее считавшихся неперспективными. Например, Ярудейское месторождение по региональным картам катагенеза приходится на стадию протокатагенеза (до начала нефтяного окна). При этом выявлены и разрабатываются промышленные залежи нефти и газа (доказанные запасы 18.00 млн тонн н.э.; 9.00 млрд м³ газа)

В тралиционной системе бассейнового анализа с целью поиска залежей УВ, на первом месте стоит нефтегазоматеринская порода (НГМП), которая с погружением на глубину прогревается, и при этом происходит деструкция керогена с образованием микронефти. Эта теория разрабатывалась основоположниками бассейнового анализа на региональном уровне, и в процессе построения карт катагенетической зрелости баженовского горизонта (БГ) Западной Сибири (ЗС) специалистами МГУ имени М.В. Ломоносова был подтвержден тренд на увеличение преобразования ОВ при погружении баженовских отложений. Однако при детализации карты катагенеза на локальном уровне были выявлены явные несоответствия между глубиной погружения НГМТ и стадиями катагенеза. Для построения детальной карты преобразования ОВ НГМП были использованы карты, приведенные в монографии А.Н. Фомина, а в процессе работы над баженовской высокоуглеродистой формацией (БВУФ) специалисты МГУ уточнили их, использовав собственные данные пиролиза по 183 скважинам, вскрывшим БВУФ, в каждой из которых было исследовано не менее 30 ее образцов. В результате анализа полученных карт авторы выявили, что кроме регионального тренда существуют локальные аномалии катагенетических преобразований OB. Причем эти аномалии напрямую не связаны с глубиной погружения пород БВУФ. Так, в наиболее погруженной зоне Фроловской мегавпадины на глубине около 3000 м степень преобразованности OB не превышает 50% (что соответствует стадии MK1 по Вассоевичу), а часто и 30% – ПКЗ. А в бортовых зонах (Каменная вершина, Верхнеляминский вал, Салымский мегавал и др.) на глубине 2400 м преобразованность ОВ превышает 75% (МКЗ-МК4).

Причем залежи в БВУФ приурочены именно к зонам с повышенным катагенезом. Авторы провели анализ исследований разрезов скважин, приуроченных к участкам с разными стадиями катагенеза. Изучения НГМП и коллекторов ЗС включали как традиционные исследования: измерения коэффициентов пористости, проницаемости, пиролитических измерений и др., так и специальные замеры, проводимые на тех же образцах: изотопного состава карбонатных пород, температуры гомогенизации газово-жидких включений (ГЖВ), исследований состава пород под растровым электронным микроскопом совместно с описанием колонок керна и изучением петрографических шлифов. В результате проведенного анализа в зонах с высоким катагенезом были зафиксированы результаты воздействия гидротермально-метасоматических систем (ГТМСС) на

породы осадочного чехла – описаны жилы, заполняющие трещины, и оценены температуры кристаллизации жильных минералов: по данным изотопии кислорода температура составила 180–230 °C, а температура гомогенезации ГЖВ в кристаллах кварца доходила до 260 °C.

Обобщение имеющихся материалов позволило создать модель деятельности ГТМСС на отдельном локальном участке, приуроченном к тому или иному структурному элементу (особенно к структурным выступам фундамента). Модель позволяет обобщить выявленные результаты воздействия ГТМСС на степень преобразованности ОВ НГМП и ФЕС пород: конструктивные в плане процессов выщелачивания и повышения коллекторских свойств и деструктивные в плане массового минералообразования, закупоривающего поровое пространство, вплоть до образования вторичных флюидоупоров. Гидротермально-породная система, развивающаяся на постседиментационном этапе, состоит из двух важных элементов: зоны подводящих каналов, по которым осуществляется вертикальная (или наклонная) миграция (инфильтрация) флюида из фундамента вверх по разрезу; флюидопроводящих горизонтов и участков, которые обеспечивают субгоризонтальную или пологонаклонную миграцию внутри пластов. Проанализировав сейсмический профиль совместно с большим объемом данных, авторы проследили связь зон с повышенными ФЕС в доюрском комплексе, баженовском горизонте и в викуловской свите с местами поступления гидротермальных флюидов в осадочный чехол, что позволяет разработать новые прогнозные критерии поиска залежей нефти и газа в осадочном чехле.

Е.В. Карпова¹, <u>Е.К. Бакай</u>¹, Т.А. Шарданова¹

Постседиментационные преобразования песчаных коллекторов мелового возраста западной части Гыданского полуострова

Коллекторские свойства терригенных пород формируются и изменяются на всех стадиях седиментогенеза и литогенеза. Изучение постседиментационных процессов представляет собой важный аспект в геологии, поскольку они оказывают значительное влияние на физико-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

химические свойства осадочных пород. Особенно важно их понимание при анализе флюидоупорных свойств, которые определяют способность пород задерживать или пропускать углеводороды. В ходе исследования был проведен стадиальный анализ петрографических шлифов пород скважин западной части Гыданского полуострова. Были рассмотрены основные постседиментационные процессы, а также их влияние на пористость и коллекторские характеристики пластов. Исследуемые пласты ПК-ХМ-ТП-БГ-Ач характеризуются сложной тектонической историей, что дополнительно усложняет процесс постседиментационной трансформации [1].

Классификации катагенетических процессов основаны на ключевых факторах: температуре, давлении, подземных водах, тектонических движениях и времени. Они делятся на три группы по доминирующему фактору: термобарический, гидрогеологический или их сочетание. О.В. Япаскурт [3] выделяет региональный катагенез (фоновый и наложенный) и локальный, где фоновый зависит от скорости погружения. В.Н. Холодов [2] классифицирует катагенез по типу водных потоков: инфильтрационный (атмосферные воды), элизионный (воды из глинистых минералов), гравитационно-рассольный (рассолы из эвапоритов) и гидротермальнорассольный (с участием глубинных гидротерм).

Фоновый катагенез представляет собой совокупность процессов, происходящих при длительном погружении осадочных пород и сопровождающихся постепенным увеличением литостатического давления и температуры. Эти процессы начинаются на глубинах 1.5–1.8 км и связаны с поздними стадиями катагенеза. Основные механизмы фонового катагенеза включают:

1. Гравитационное уплотнение – формирование плотной упаковки зерен, что приводит к образованию механоконформных контактов и снижению первичной пористости. На начальных стадиях (глубины 1–1.5 км) уплотнение происходит с сохранением межзерновых пор, однако на глубинах свыше 2 км структура породы становится значительно более плотной.

2. Гравитационная коррозия – растворение минералов под действием давления, сопровождающееся образованием инкорпорационных и микростилолитовых контактов. Этот процесс особенно активен в песчаниках, содержащих кварц и полевые шпаты.

3. Регенерация минералов – образование аутигенных минералов (кварц, хлорит), которые могут заполнять поровое пространство, частично компенсируя потери пористости.

4. Трансформация биотита и глинистых минералов – разложение биотита с образованием гидрослюды и хлорита, что изменяет механические свойства породы.

5. Химическое перераспределение элементов – изменение состава межзерновых растворов, приводящее к изменению баланса кремния, алюминия, железа и других элементов, что способствует образованию новых минеральных фаз и дальнейшему уплотнению породы.

Верхние части исследуемых пластов не проявляют признаков позднего катагенеза и относятся к ранним стадиям катагенетических изменений. Они сохраняют первичную межзерновую пористость и характеризуются слабым уплотнением, что обеспечивает высокую пористость (до 30%). С увеличением глубины наблюдается переуплотнение пород, развитие гравитационной коррозии и аутигенного минералообразования, что приводит к снижению коллекторских свойств до 3–5%.

Наложенный катагенез представляет собой комплекс процессов, связанных с воздействием флюидов на осадочные породы. В изучаемых пластах выделяются два основных этапа наложенного катагенеза: кислотный и щелочной.

Кислотный этап включает такие процессы, как альбитизация, выщелачивание, разуплотнение, каолинитизация. При альбитизации образуется вторичный альбит за счет выноса кальция и калия из полевых шпатов. Выщелачивание зерен полевых шпатов приводит к формированию крупных пустот и увеличению пористости до 30–40%; разуплотнение пород, связанное с образованием зон разуплотнения под действием высоких флюидных давлений. При каолинитизации полевые шпаты трансформируются в каолинит, что увеличивает межпакетную пористость.

Щелочной этап характеризуется карбонатизацией, в ходе которой кальцит выпадает в поровое пространство, залечивая пустоты и снижая пористость до 0–5%; сидеритизацией, при которой биотит замещается микрокристаллами сидерита, что ухудшает проницаемость; а также формированием пойкилитового цемента, когда происходит массовое замещение порового пространства кальцитом, что резко ухудшает фильтрационноемкостные свойства пород.

Исследование постседиментационных процессов позволило выявить ключевые механизмы, изменяющие ФЕС пород. Фоновый катагенез приводит к уплотнению и снижению пористости. Кислотный этап наложенного флюидного катагенеза способствует улучшению фильтрационных свойств коллекторов, создавая зоны с высокой пористостью, тогда как щелочной этап приводит к их ухудшению, формируя плотные, слабо проницаемые породы. Тектонические процессы в свою очередь контролируют распределение флюидов и создают неоднородность свойств пород.

Выявленные закономерности позволяют уточнять прогноз нефтегазоносности месторождений и разрабатывать эффективные методы разведки углеводородов.

Литература

1. Скоробогатов В.А., Леонгард Н.И., Аверьянов Я.Я. Катагенез и газонефтеносность юрских и нижнемеловых пород Арктических районов Западной Сибири // Геология и газоносность газодобывающих областей / Под ред. В.И. Ермакова. М.: ВНИИГаз, 1989. С. 79–87.

2. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 157 с. (Тр. Геологического института. Вып. 372).

3. *Япаскурт О.В.* Катагенез осадочных горных пород (методическое руководство к стадиальному анализу). М.: Изд-во МГУ, 1991. 120 с.

<u>М.Д. Качалина</u>^{1,2}, Т.А. Королева¹, И.А. Морозов¹, А.А. Нестеренко¹

Минеральный состав и физико-химические свойства бентонитовых глин Южно-Минусинской впадины (республика Хакасия)

Бентонитовые глины обладают уникальными сорбционными и гидроизоляционными свойствами благодаря высокому содержанию в них смектита и находят широкое применение в различных отраслях промышленности – металлургии, строительстве, сельском хозяйстве, медицине, также они используются при приготовлении буровых растворов, а также при изоляции радиоактивных отходов.

Наиболее перспективными для добычи бентонита в России являются месторождения Южно-Минусинской впадины, распложенной в Республике Хакасия. Этот район представляет собой крупную бентонитоносную провинцию, в пределах которой располагается серия месторождений нижнекаменноугольного возраста, приуроченных к сарской свите (C₁sr): 10-й Хутор, Бентойское, Каратигейское, Солнечное и Кайбальское. Образование бентонитов связано с изменением вулканического пепла риодацитового и дацитового состава в условиях морского мелководья – заливах и лагунах [1].

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

² МГРИ, Москва, Россия

Целью данного исследования является изучение бентонитов всех пластов месторождений Южно-Минусинской впадины. Минеральный состав образцов, отобранных из каждого пласта на разных участках месторождения с шагом в 20 см, изучался методом рентгеновской дифракции [2], емкость катионного обмена (ЕКО), индекс набухания и водоотдача суспензии определялись согласно [3, 4].

Среднее содержание смектита в составе бентонитовых глин разных участков месторождений Южно-Минусинской впадины варьирует от 32.9 до 66.7 мас.%. Среди примесных минералов встречаются: кварц, полевые шпаты (альбит, микроклин), каолинит, иллит, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит), анатаз, цеолиты, пирит, рутил и др. В табл. 1 представлен усредненный состав и физико-химические свойства бентонитов.

Таблица 1

	Ср	едние о) L	ИЯ,					
Место- рожде- ние	Пласт	Смектит	∑ каолинит, иллит	Кварц	Полевые шпаты	Карбонаты	Примеси	Водоотдача, мл	ЕКО, мг [*] экв/100	Индекс набухані 2 г/мл
10X CB	VI	65.7	9.2	8.44	14.4	0.8	0.8	57	47.1	7.34
	V	56.0	5.9	16.7	16.4	1.4	1.3	55.4	54.7	6.7
	IV	64.5	4.8	15.2	9.6	2.6	2.6	43.9	64.1	7.15
10Х ЮЗ	V	63.7	5.6	17.0	10.2	2.0	0.6	36.8	63.4	9.7
	IV	66.7	7.3	10.0	9.0	3.0	0.6	52.7	60.1	9.11
Карати- гейское	VIII	48.1	7.2	28.8	19.7	1.5	1.0	43.5	48.1	8.93
	VII	40.6	11.8	21.4	26.4	4.2	1.6	48.69	32.7	6.52
Солнеч- ное	VIII	56.5	8.2	15.0	18.1	2.0	1.9	29	61.7	10.1
	VII	32.9	9.5	23.0	31.1	2.4	0.6	94	23.1	3.83
Карасук- ское	VI	52.9	9.2	23.7	16.7	3.6	0.6	н.о.	50.4	9.31
	IV	59.0	9.7	12.3	15.3	3.9	1.9	н.о.	59.7	10.52
	II	51.3	6.9	12.6	23.6	2.0	0.5	н.о.	48.9	8.1

Усредненные показатели состава и свойств бентонитовых глин месторождений Южно-Минусинской впадины (Республика Хакасия)

Примечание: н.о. – не определялось.

Максимальные значения содержания смектита характерны для месторождения 10-й Хутор, представленного IV, V и VI пластами, и варьируются от 56 до 67 мас.%. Содержание каолинита и иллита составляет 5– 9%. Содержание смектита на Карасукском месторождении несколько ниже – 51, 58 и 53 мас.% для пластов IV, V и VI соответственно. Для пластов VII и VIII характерны низкие значения содержания смектита: Солнечное месторождение – 33–56% и Каратигейское месторождение – 41–48%.

Значения емкости катионного обмена имеют высокую степень корреляции с содержанием смектита по всем пластам, поскольку смектит является основным минералом, обладающим способностью к ионному обмену (рис. 1). Значения ЕКО для месторождения 10-й Хутор колеблются от 47 до 64 мг • экв/100 г, для Карасукского месторождения они варьируются от 49 до 60 мг • экв/100 г, для Солнечного – 23 и 62 мг • экв/100 г для VII и VIII пластов соответственно, для Каратигейского составляют – 33 мг • экв/100 г для VII пласта и 48 мг • экв/100 г для VII пласта.

В отличие от ЕКО, между индексом набухания и содержанием смектита более сложная корреляция. Например, для бентонитов месторождения 10-й Хутор величина индекса набухания составляет 6–7 для СВ участка и 9–10 для ЮЗ. Тогда как индекс набухания бентонитов Каратигейского месторождения составляет 6–9, что можно объяснить влиянием состава обменных катионов на величину. Щелочноземельные (Ca–Mg) смектиты имеют относительно небольшие показатели набухания, тогда как щелочные (Na), способны увеличиваться при гидратации до 15–20 раз от первоначального объема. Таким образом, можно предположить, что несмотря на пониженное содержание смектита в Карасукском, Каратигейском и Солнечном месторождениях, в составе обменного комплекса находится



Рис. 1. Корреляция содержания смектита, значений емкости катионного обмена и индекса набухания в бентонитовых глинах Южно-Минусинской впадины

больше катионов натрия, а C3 участок месторождения 10-й Хутор, наоборот, представлен наиболее кальциевой разновидностью.

Величина водоотдачи характеризует изоляционные свойства бентонитовой глины и отражает ее способность образовывать устойчивые суспензии с минимальным количеством свободной воды. Косвенно водоотдача связана с индексом набухания, т. е. способностью смектита поглощать воду. Именно поэтому величина водоотдачи и индекса набухания демонстрируют обратную корреляцию, в пределах всех месторождений. Наименьшее значение водоотдачи характерно для бентонитов VIII пласта Солнечного месторождения (29 мл), которые характеризуются самыми высокими значениями индекса набухания. Бентониты VII пласта имеет наибольшую величину водоотдачи (94 мл).

По результатам исследования можно сделать вывод том, что физикохимические свойства бентонитов Южно-Минусинской впадины сильно зависят от содержания смектита, также на них оказывает влияние структура смектита, состав обменного комплекса, поверхностные характеристики, возраст и содержание глинистой фракции. Самыми богатыми по содержанию смектита являются бентониты 10-го Хутора, но разрыв в значениях с бентонитами Карасукского, Солнечного и Каратигейского месторождений небольшой. При этом не всегда наблюдается прямая корреляция физико-химических свойств с содержанием смектита, и некоторые пласты Солнечного и Каратигейского месторождений демонстрируют более высокие значения ЕКО и индекса набухания.

Благодарности: авторы выражают благодарность за помощь и поддержку на всех этапах проведения научного исследования к.г.-м.н. Крупской В.В. и к.г.-м.н. Белоусову П.Е (ИГЕМ РАН).

Литература

1. *Belousov P., Chupalenkov N., Christidis G. et al.* Carboniferous bentonites from 10Th Khutor deposit (Russia): Composition, properties and features of genesis // App. Clay Sci. 2021. V. 215. P. 106308.

2. Лабораторный практикум по грунтоведению: Учебное пособие / Под ред. В.А. Королёва, В.Н. Широкова и В.В. Шаниной. – М.: КДУ, «Добросвет», 2019. 240 с.

3. ГОСТ Р 70090-2022 «Материалы Геосинтетические Бентонитовые Рулонные Для Гидроизоляции».

4. Методика № 1002/03-RA.RU.311703-2022 «Методика измерения емкости катионного обмена по адсорбции комплекса меди (II) – Cu-TRIEN.
Роль гидротермальных процессов в формировании пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы

В разрезе рифей-венд-кембрийского осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции выделяется несколько уровней развития пород-коллекторов в карбонатных отложениях. С ними связаны многочисленные месторождения нефти и газа на территории Сибирской платформы. Их отличает высокая степень литолого-петрофизической неоднородности, которая определяется дифференциацией фациальных условий осадконакопления, а также интенсивностью и направленностью вторичных процессов. Эти свойства пород-коллекторов обуславливают значительные сложности при разведке и освоении залежей нефти и газа на изучаемой территории.

Часто интенсивность вторичных процессов столь велика, что зоны развития пород-коллекторов далеко не в полной мере контролируются соответствующими фациальными зонами. Основными видами вторичных процессов являются: выщелачивание, доломитизация, кальцитизация, сульфатизация, окремнение, засолонение, трещинообразование.

Интенсивность вторичных изменений пород-коллекторов во многом обусловлена проявлением гидротермальных процессов, которые сопровождали постмагматические эпохи, связанные с трапповым и кимберлитовым магматизмом. Многочисленные проявления гидротермального оруденения выявлены как в районах складчатого обрамления Сибирской платформы, так и в скважинах глубокого бурения [1].

В породах-коллекторах рифея пустотное пространство сформировано во многом за счет воздействия гидротермальных процессов на строматолитовые доломиты. Под воздействием гидротермальных процессов происходило растворение карбонатного вещества по поверхностям строматолитовых ламин, за счет этого были сформированы крупные щелевидные пустоты, распространявшиеся на обширные пространства, в соответствии со строением строматолитовых комплексов. Пустоты выщелачивания на последующих стадиях гидротермальных процессов были частично залечены аутигенными кристаллами доломита и гематита. Примечательно, что

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия; kitaeva.i@gubkin.ru

доломиты, заполняющие пустоты выщелачивания, могут быть отнесены к так называемым седловидным кристаллам доломита, характерным, как правило, только для гидротермальных жил.

В формировании венд-кембрийских карбонатных пород-коллекторов значительную роль также сыграли вторичные преобразования их структуры и минерального состава на стадии диа- и катагенеза. В проявлении этих процессов наблюдается определенная стадийность. Выявление закономерностей проявления этой стадийности позволяет прогнозировать фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов.

Наиболее ярко вторичные преобразования проявились в породах, изначально обладавших развитым фильтрационно-емкостным пространством, так как в них активно циркулировали разного рода флюиды, изменяя свойства этого пространства.

Так, наибольший объем фильтрационно-емкостного пространства в отложениях осинского горизонта характерен для биоморфных пород, в которых первичная структура пустотного пространства определяется типом формирующего органогенный каркас биоценоза. Для формирующегося каркаса, в целом, характерно сочетание крупных межкаркасных полостей и сравнительно мелких пор самого каркаса. Эта первичная емкость является основой фильтрационно-емкостной системы пород-коллекторов, но претерпевает существенные преобразования.

Наибольшее значение для фильтрационно-емкостных свойств породколлекторов осинского горизонта имели процессы катагенетического выщелачивания и доломитизации. Исследования этих процессов показало, что оно сопровождается образованием экзотических для осинского горизонта минералов. Так в одной из изученных скважин в доломитах биогермных ренальцисово-эпифитоновых катагенетические пустоты выщелачивания минерализованы минералом хиббингит – Fe₂(OH)₃Cl. Этот минерал мог образоваться только в результате гидротермальных процессов, которые, видимо, были главными в образовании пустот выщелачивания и последующего их заполнения аутигенными кальцитом, доломитом (и гидроксид-хлоридами железа.

В результате прохождения гидротермальных кислых вод через карбонатные отложения осинского горизонта, происходило их выщелачивание. Данный процесс более интенсивно проходил в первично пористых породах. Растворяя карбонатные породы, кислый раствор обогащался CO₃²⁻ что, приводило к его ощелачиванию, и, соответственно к последовательному осаждению доломита и кальцита [2, 3, 4]. Метасоматический процесс доломитизации характеризуется определенной направленностью: снизу-вверх плотные микрокристаллические доломиты постепенно сменяются пористыми разнокристаллическими доломитами, затем доломитизированными в различной степени известняками и наконец – чистыми археоциатовыми известняками. Так как интенсивность доломитизации повышается сверху вниз, основным источником метасоматических доломитов можно считать гидротермальные растворы. Косвенным подтверждением этого служат результаты многочисленных экспериментальных и теоретических исследований.

Так, установлено, что ионы Mg^{2+} замедляют рост кристаллов кальцита, они действуют как поверхностный «яд», который сдерживает кристаллизацию. Это может происходить из-за того, что ионы Mg^{2+} сильнее гидратируются полярными молекулами воды, по сравнению с ионами Ca^{2+} , поэтому, рост кристаллов кальцита затрудняется адсорбцией сильно гидратированных ионов Mg^{2+} . Кроме того, по экспериментальным данным и по величине отношения Ca/Mg, доломит осаждается при более высоких температурах, чем кальцит [5, 6].

Существенным аргументом в пользу гидротермальной теории является аномальное содержание свинца (до 60 г/т), молибдена (до 4500 г/т), лития (до 550 г/т), урана (до 56 г/т) в карбонатных породах разреза одной из скважин, расположенной вблизи разлома.

Литература

1. Каргин А.В., Носова А.А., Постников А.В. и др. Девонские ультрамафические лампрофиры Иркинеево-Чадобецкого прогиба юга-запада Сибирской платформы: возраст, состав и значение для прогноза алмазоносности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 430–450.

2. *Перельман А.И.* Геохимия: Учеб. пособие для геолог. спец. ун-тов. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

3. *Перельман А.И*. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 274 с.

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

5. Условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления в вендских и кембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Тр. ВостСибНИИГГиМС. Вып. 7. 1971. 205 с.

6. Щербина В.В. Основы геохимии М.: Недра, 1972. 296 с.

Цеолитизация нижнемеловых песчано-алевритовых отложений северо-востока Западной Сибири

Изучение керна глубоких скважин Западной Сибири свидетельствует о распространенности цеолитизации в различных стратиграфических комплексах. Если для палеозоя юга-юго-востока характерно заполнение тектонических трещин в магматических и метаморфических породах доюрского основания, и оно носит спорадический характер (Борковская площадь, скв. 2, 4 и др.), то нижнемеловые продуктивные отложения северо-востока характеризуются цеолитизацией цемента продуктивных отложений на региональном уровне (рис. 1). Во всех зафиксированных случаях речь идет о ломонтитовой цеолитизации: ломонтит $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$ заполняет тектонические трещины и формирует поровый цемент в коллекторах.

Цеолитизация цемента наиболее широко распространена в Надым-Пур-Тазовском районе Западной Сибири [1]. Она наблюдается в разрезах глубоких скважин отдельными интервалами, число которых на разных месторождениях не превышает трех. Разделяющие их нецеолитизированные породы в сопоставимых интервалах представлены, как правило, аналогичными породами, фильтрационно-емкостные свойства которых в целом даже лучше, чем в цеолитизированных, но залежи углеводородов в них отсутствуют. По результатам литолого-минералогических исследований установлено, что цеолитизация развивается только в породах-коллекторах, причем, охватывает часть структуры пустотного пространства с максимальной проницаемостью, это формирует своеобразный пятнистый облик цеолитизированных коллекторов: от равномерно-мелко-пятнистого (размер пятен 2-3 мм с аналогичными по размеру промежутками) до локально-крупно-пятнистого (размер пятен 10 и более мм, с промежуточными зонами, превышающими размер пятен) (рис. 2) для проницаемых пород всего разреза.

Первоначально источником ломонтита считалось выщелачивание полевых шпатов, но разрешить с помощью этой модели структурноморфологические и, главное, геохимические противоречия не удалось. Это послужило основанием считать источником цеолитизации именно выщелачивание полевых шпатов. Исследования керна подтвердили эту гипотезу только частично, поскольку, во-первых, полевые шпаты регионально представлены суммой калиевых минералов и плагиоклазов с низким суммарным содержанием кальция, во-вторых, цеолитизация по

¹ Общество с ограниченной ответственностью «Корэтест сервис», Тюмень, Россия



Рис. 1. Региональное распространение цеолитизированных коллекторов в нижнемеловых продуктивных отложениях Западной Сибири (1–24 – месторождения)

разрезу охватывает не все песчано-алевролитовые породы, а только отдельные локализованные в интервалах до 150–200 метров толщи. Также противоречит этой простой модели факт нефтегазонасыщенности только цеолитизированных интервалов.



Рис. 2. Схемы морфологии цеолитовых пятен для многообразия литотипов пород-коллекторов неокомского возраста (на примере пластов группы БТ6-11 в скважине № 53, Яро-Яхинского месторождения)

Мономинеральная цеолитизация неокомских коллекторов имеет, вероятнее всего, гидротермальную природу. На некоторых месторождениях внедрение глубинных водно-газовых флюидных систем происходило неоднократно. Так, по керну на Восточно-Тазовском, Заполярном месторождениях их регистрируется три, на Яро-Яхинском – два, западноюго-западные окраины региональной зоны цеолитизации имеют преимущественно по одному цеолитизированному интервалу. Спорадические проявления ломонтитовой цеолитизации в осадочном чехле Западной Сибири на других территориях отсутствуют.

Механизм цеолитизации иллюстрирует сравнительный анализ гистограмм распределения пористости в цеолитизированных и нецеолитизированных коллекторах (Кп > 8%), выполненный на примере опорной скважины № 53 Яро-Яхинской площади, которая была пробурена и изучена в конце 1980-х годов в Главтюменьгеологии.

Цеолитизация сопровождается существенным снижением фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов. Скорость процессов флюидодинамического внедрения всегда значительна. Вброс горячих глубинных эманаций происходит по геологическим меркам мгновенно, и осаждение цеолитового цемента резко прекращается при снижении температуры ниже 109-112 °C, характерной для ломонтита (минеральный палеотермометр). Отсутствие трещиноватости и текстурных признаков тектонической активизации в структуре пород-коллекторов свидетельствует о том, что цеолитизация происходила в уже достаточно глубоко литифицированной породе (поздний диагенез (?), но до заполнения ловушек нефтью. Учитывая, что нецеолитизированные песчаники, как правило остаются водонасыщенными, резонно предположить, что формирование залежей происходило сразу же по завершению цеолитизации, а возможно представляло собой следующую за ней стадию более масштабного тектонического процесса. В модель гидротермальной проработки вписываются и преобразование полевых шпатов в матрице пород, которое может сопутствовать ломонтитизации, или предвосхищать (?) ее. Основанием для заявленной последовательности процессов (литификация-цеолитизацияформирование залежей) является вторичная трансформация ломонтита в томпсонит в зонах водонефтяного контакта (палео-ВНК), интенсивность которой определяется временем стабилизации контакта, а толщина локального (менее 0.5 м) интервала с томсонитовой цеолитизацией – скоростью заполнения ловушки нефтью [2].

Появившиеся в последние годы публикации о возможных тектонических моделях источников цеолитизации (например, [3]), которые, при всем своем разнообразии, не противоречат главному – геодинамическому критерию обстановки континентальной окраины, ее распространению и процессам периодической активизации. Литотипизация цеолитизированных отложений показала, что три литотипа нецеолитизированных пород первичного коллектора (алевролиты и алевритистые мелкозернистые песчаники, песчаники мелкозернистые с углистыми и глинистыми прослоями и песчаники мелкозернистые однородные) имеют существенно различающиеся ФЕС. При цеолитизации с уменьшением пористости в том же интервале проницаемости, все три литотипа коллекторов объединяются в единую петрофизическую систему, сохраняя при этом литологические признаки первичного коллектора.

Цеолитизация нижнемеловых (неокомских) коллекторов северо-востока западной Сибири требует не только петрофизической интерпретации, но и более детального изучения геодинамических и геохимических факторов её распространения. Вероятно, оно позволит оценить влияние геодинамических обстановок и на формирование залежей углеводородов.

Литература

1. Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Влияние цеолитизации на определение емкостных свойств пород продуктивных пластов мегионской свиты месторождений севера Тюменской области // Научно-практическая конференция «Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве». Тезисы докладов. Николаевск-на-Амуре, 1987. 129 с.

2. Коровина Т.А. Определение зон вторичных изменений пород осадочных комплексов по данным рентгенодифрактометрического исследования силикатов // Информационные материалы XI Всесоюзного совещания по рентгенографии минерального сырья, Миасс, 10–15 июля 1989 г. Миасс: ИМин. УрС РАН, 1989. Т. 1. С. 190.

3. Коробов А.Д., Коробова Л.А. «Цеолитовые столбы» рифогенных седиментационных бассейнов – новый объект поиска углеводородного сырья // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 2. С. 20–30.

Аркозы, граувакки и результаты U-Pb (LA-MC-ICPMS) датирования зерен обломочного циркона из среднеюрских терригенных толщ юго-востока хребта Черского (Верхояно-Колымская складчатая область)

На юго-востоке хребта Черского (рис. 1, врезка) нами [5] был изучен петрографический состав песчаников из среднеюрских морских терригенных толщ Иньяли-Дебинского синклинория, выполненного, согласно данным [9], отложениями Верхоянской пассивной окраины.

Сложно деформированные среднеюрские толци (мощностью до 2000 м) были исследованы в центральной части синклинория (лист Q-54) северо-восточнее и юго-западнее Чаркы-Иньяльского регионального надвига, отделяющего Иньяли-Дебинский синклинорий от одновозрастных толщ Нагонджинского террейна [3] на сопредельной к западу территории (см. рис. 1).

Песчаники из отложений, развитых юго-западнее Чаркы-Иньяльского надвига, относятся к аркозам, что предполагает в качестве главных источников обломочного материала кварц-полевошпатовые метаморфические породы фундамента кратона, магматические комплексы кислого и среднего состава. По результатам изотопного датирования зерен обломочного циркона именно такие источники кластики, расположенные в пределах Сибирского кратона, его юго-западного и южного обрамления, реконструированы для раннемезозойских терригенных толщ западной части Иньяли-Дебинского синклинория и Западного Верхоянья [8, 12], в которых песчаники также относятся преимущественно к аркозам и кварц-полевошпатовым разновидностям [2, 12]. В докембрийской части спектров возрастов зерен циркона из песчаников раннемезозойских толщ не выявлены зерна с мезопротерозойскими возрастами, а зерна с неопротерозоскими возрастами обнаружены в незначительном количестве [8, 12]. Для зерен циркона с древними докембрийскими и разнообразными палеозойскими возрастами источниками служили плутонические породы Центрально-Азиатского складчатого пояса, метаморфические породы фундамент Сибирского кратона. Цирконы с раннемезозойскими, близкими времени осадконакопления, возрастами могли происходить из Селенгинского вулканоплутонического пояса (Забайкалье) [12]. Вероят-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского», Московский филиал, Москва, Россия



Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой области (по [10, 11], с упрощениями): 1 – Полоусный синклинорий, 2 – Иньяли-Дебинский синклинорий, 3 – верхнеюрские-меловые гранитоиды, 4 – региональные

надвиги. Белым прямоугольником обозначен район проведения работ. Террейны: КН – Кулар-Нерский, П-Д – Полоусно-Дебинский, Нг – Нагонджинский, А – Арга-Тасский, Ал – Алазейский, Рс – Рассохинский, Ов – Омулевский; Ч-И – Чаркы-Иньяльский надвиг

На врезке показано географическое расположение района работ

нее всего, для изученных нами среднеюрских отложений центральной части Иньяли-Дебинского синклинория юго-западнее Чаркы-Иньяльского надвига, перечисленные выше породы также служили главными источниками кварц-полевошпатового терригенного материала. В монофракции зерен циркона, выделенной из аркозового песчаника, отсутствуют зерна с нео- и мезопротерозойскими возрастами. Спектры палеозойских и раннемезозойских возрастов цирконов также имеют сходство с возрастными спектрами цирконов из раннемезозойских песчаников Западного Верхоянья и западной части Иньяли-Дебинского синклинория, а среднеюрский возраст определен лишь в двух зернах – 168±6 и 173±4 млн лет. Следовательно, среднеюрские толщи, развитые юго-западнее Чаркы-Иньяльского надвига, принадлежат терригенному комплексу Верхоянской пассивной окраины.

Песчаники из среднеюрских отложений, развитых северо-восточнее Чаркы-Иньяльского надвига имеют иной состав и относятся к кварцполевошпатовым грауваккам, что позволило нам отнести эти отложения, предположительно, к осадочным образованиям Нагонджинского террейна [5], ранее не известным на этой территории. Среди зерен кварца и плагиоклазов в изученных граувакках встречаются разновидности, имеющие пирокластическое происхождение. Присутствует витрокластика в виде фрагментов хлоритизированных вулканических стекол (до 0.4 мм). Литокласты представлены преимущественно магматическими породами основного состава, как измененными, так и «свежего» облика. Такой состав граувакк предполагает область развития преимущественно основного эксплозивно-эффузивного, территориально близкого и синхронного осадконакоплению, вулканизма, как одного из главных источников кластогенного материала в среднеюрское время. Близость к области седиментации массивов вулканитов нижне-среднеюрского возраста подтверждается присутствием в граувакках значительного количества зерен циркона со среднеюрскими (до 12%, средневзвешенный возраст 169.8±1.6 млн лет) и раннеюрскими (до 47%) возрастами. Наиболее вероятным главным источником кластики для этих отложений были надсубдукционные комплексы ранне-среднеюрской энсиалической островной дуги, существование которой в пределах Омулевского микроконтинента было предположено нами на основании изучения вещественного состава и спектров распределения возрастов цирконов из среднеюрских граувакк северо-восточного фланга Нагонджинского террейна в пределах кряжа Улахан-Сис [6, 7]. Дополнительным источником могли также служить вулканиты нижнеюрского тумминского трахибазальтового комплекса и интрузивные породы эссексит-тешенитового нижне-среднеюрского омолонского комплекса, локально развитые на Омолонском кратонном террейне [1, 4]. Спектры палеозойских и докембрийских возрастов цирконов в среднеюрских граувакках юго-восточной части хребта Черского также близки таковым из одновозрастных граувакк северо-восточного фланга Нагонджинского террейна. Среди зерен циркона с докембрийскими возрастами наряду с палеопротерозойскими и архейскими также присутствуют зерна с неомезопротерозойскими (9-17%) датировками. Источниками этих разновозрастных популяций служили нижнедокембрийские и палеозойские метаморфические, магматические, вулканогенно-осадочные и терригенные породы, развитые в пределах Омолонского, Приколымского и Омулевского кратонных террейнов [7].

Таким образом, петрографические наблюдения и результаты U-Pb (LA-MC-ICPMS) датирования зерен обломочного циркона из граувакк, входящих в состав среднеюрской толщи, развитой северо-восточнее Чаркы-Иньяльского надвига, позволяют уверенно обосновать здесь при-

сутствие осадочных образований Нагонджинского террейна, накопившихся в средней юре на восточной активной окраине Оймяконского палеобассейна.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания № FMMG-2023-0010 ГИН РАН.

Литература

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В. Тектоническая эволюция Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России). Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025 // Материалы LVI тектонического совещания. 2025. С. 3–6.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2008. 335 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 843 с.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 – Эвенск. Объяснительная записка. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.

5. Костылева В.В., Герцева М.В., Герасимова М.В. Петрографический состав песчаников и источники сноса среднеюрских терригенных отложений центральной части Иньяли-Дебинского синклинория (юго-восток хребта Черского, республика Саха) // Известия УГГУ, 2024. Вып. 3(75). С. 7–16.

6. Костылева В.В., Лутиков О.А., Герцева М.В. и др. Среднеюрские отложения кряжа Улахан-Сис (республика Саха): биостратиграфия, литологическая характеристика и обстановки осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 3. С. 358–375.

7. Костылева В.В., Ватрушкина Е.В., Герцева М.В., Соколов С.Д. U–Pb возраст зерен детритового циркона из среднеюрских песчаников северовосточного фланга Нагонджинского террейна (кряж Улахан-Сис, республика Caxa) // ДАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 1 (в печати).

8. Прокопьев А.В., Миллер Э.Л., Торо Х. и др. Реконструкция мезозойских питающих провинций Верхоянской континентальной окраины, Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 123–126. 9. Прокопьев А.В., Стокли Д., Ершова В.Б., Васильев Д.А. Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей. Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023 // Материалы LIV тектонического совещания. 2023. Т. 2. С. 124–128.

10. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.

12. *Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.* The Paleo–Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36(9). P. 699–702.

Б.Б. Кочнев¹

О критериях сохранности изотопных систем в докембрийских осадочных карбонатах

Широкое использование вариаций изотопного состава C, O и Sr при изучении докембрийских осадочных карбонатных пород определяет необходимость оценки первичности полученных значений δ¹³C, δ¹⁸O и Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Традиционно для этого используются различные критерии, которые относительно условно можно разделить на три группы: литологические, геохимические и изотопные. К литологическим критериям относятся наблюдаемые макроскопически либо в шлифах признаки постседиментационных изменений пород, которые могут влиять на их первоначальный изотопный состав. Такие признаки, как многочисленные включения или прожилки вторичных карбонатов либо других минералов, а также кавернозность, часто рассматриваются как прямое свидетельство активного воздействия флюидов, приводящего к нарушению изотопных соотношений. При этом, перекристаллизация, выражающаяся в росте минеральных зерен и в замещении исходной микроструктуры породы, если она проходит без внешнего воздействия гидротермальных растворов, зачастую не вызывает заметных изменений в изотопных характеристиках карбонатных

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия

пород. Примеры в различной степени метаморфизованных осадочных карбонатов, сохранивших близкие к первоначальным изотопные составы С и Sr, известны в складчатых поясах и фундаменте древних платформ ([6] и ссылки в работе), а также неоднократно отмечались автором при изучении карбонатных пород венда Сибирской платформы и Горного Алтая.

К геохимическим критериям в первую очередь относятся концентрации Fe и Mn в осадочном карбонате, их отношение к Sr, который входит в состав CaCO₃ из морской воды и корреляция этого отношения со значениями δ^{13} С и δ^{18} О [5, 10]. Следует иметь в виду, что эти критерии были первоначально предложены для мезозойских карбонатов, и прежде всего для раковинного материала, который часто имеет преимущественно арагонитовый состав и изначально содержит минимальные количества Mn и Fe [10], концентрации которых в морской воде также были невелики. Иная ситуация наблюдалась в позднем докембрии и отчасти в раннем палеозое, когда количество растворенного кислорода в морской воде в целом было значительно меньшим, а его вариации были более контрастными, проявляясь не только в изолированных, но и в достаточно мелководных открытоморских обстановках (например, [9]). Следует учитывать, что дефицит кислорода в морской воде носит многоступенчатый характер, каждой ступени которого отвечает определенный геохимический барьер, на котором меняется растворимость того или иного элемента, сопровождаемая изменением его изотопного состава [7]. К таким редокс-чувствительным элементам относятся в т.ч. Мп и Fe, которые в определенном диапазоне Ећ и Рћ могли в двухвалентной форме находиться в растворенном состоянии в более высоких, чем в современном океане, концентрациях. В частности, биогенно-осажденные карбонаты Mn описаны для верхнего эдиакария Китая [11]. Таким образом, более высокие концентрации Fe и Mn в позднедокембрийских карбонатах, в сравнении с мезозойскими и кайнозойскими, также не всегда следует рассматривать как обусловленные постседиментационными процессами.

Определение содержаний Fe, Mn и Sr в осадочных карбонатных породах, в свою очередь, зависит от применяемого метода. Так, распространенный в силу малой стоимости рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) позволяет определять лишь валовую концентрацию этих элементов, которые далеко не всегда относятся к карбонатной фазе. Так, железо может присутствовать в обломочном компоненте или в пирите, а стронций концентрироваться в сульфатах. В результате, измеренные в одних и тех же образцах содержания Fe и Sr по валу (РФА) и отдельно в карбонатной фазе могут значительно (в разы) различаться, как это установлено для верхневендских карбонатных пород Сибирской платформы [1]. Кроме того, при выделении карбонатной фазы имеет значение концентрация кислоты, используемая для ее выщелачивания. При однократной обработке образца 1N HCl, в сравнении со ступенчатым выщелачиванием 0.1N в растворе, при последующем измерении содержаний элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии систематически определяются более высокие концентрации Fe и более низкие – Mn [2]. Вероятно, это связано с частичным переходом в раствор некарбонатного (пиритового, гидроксидного) железа и с быстрым окислением и выпадением в осадок марганца в более концентрированном растворе кислоты.

К изотопным критериям прежде всего относятся значения δ^{13} С и δ^{18} О, их корреляция между собой и с другими геохимическими характеристиками. Для позднедокембрийских карбонатов морского происхождения первичными считаются значения δ^{18} О выше –10‰ V-PDB (~20‰ V-SMOW) [8], а более низкие – рассматриваются как признак влияния гидротермальных либо метеорных вод. Однако нами для западной части Енисейского кряжа описаны рифейские карбонатные породы нормально-морского происхождения, которые на фоне пониженных (до -15...-20‰ V-PDB) значений δ¹⁸O сохранили близкие к первичным С-изотопные характеристики. Вероятно, это связано с региональным метаморфизмом, который привел к изотопному обмену кислорода между силикатами и карбонатами, однако незначительно повлиял на изотопный состав углерода [3]. Для венда/эдиакария диапазон вариаций δ^{13} C в осадочных карбонатах достигает максимальных значений (-12...+12‰), однако на юге Сибирской платформы нами обнаружены карбонатные породы с еще более низкими (до -34‰) значениями $\delta^{13}C$ [4]. При этом, они имеют нормальные для этого стратиграфического уровня значения δ^{18} O, близкие к 0‰ V-PDB и приурочены к единому стратиграфическому уровню, что указывает на их образование за счет углекислоты морского происхождения. Возможным источником изотопно-легкого углерода, вероятнее всего, являлись окисленные природные углеводороды, распространявшиеся вдоль поверхностей миграции при диагенезе.

Приведенные выше примеры показывают, что для докембрийских карбонатных осадочных пород оценка первичности изотопного состава является более сложной и комплексной задачей, чем для фанерозойских. Это касается в первую очередь изотопного состава углерода и кислорода, тогда как для стронция критерии сохранности изотопной системы осложняются рядом дополнительных факторов [5].

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10096, https://rscf.ru/project/22-77-10096/.

Литература

1. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б. и др. С- и Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений венда – нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755. 2. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б. и др. Ранневендская положительная С-изотопная аномалия в известняках чернореченской свиты Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 274–298.

3. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б. и др. С- и Sr-изотопная хемостратиграфия рифейских отложений западной части Енисейского кряжа (низовья р. Бол. Пит) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Выпуск 22. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2024. С. 173–175.

4. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Лихоносова Т.И. и др. С-изотопные характеристики и корреляция вендских отложений Березовской впадины (юг Сибирской платформы) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 280–284

5. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

6. *Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю. и др.* Положительная аномалия δ¹³С и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 122–127.

7. *Algeo T.J., Li C.* Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2020. V. 87. P. 8–26.

8. *Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater[^] stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 27–49.

9. Sahoo S.K., Planavsky N.J., Jiang G. et al. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean // Geobiology. 2016. V. 14. P. 457–468.

10. *Weizer J*. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique // Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM Short Course Notes. 1983. V. 10. P. 3.1–3.100.

11. *Zhang Y., Liao Z., Huang Q. et al.* Microbe-forced Mn-carbonate direct precipitation in Ediacaran micro-stromatolites of South China // Global and Planetary Change. 2025. V. 245. ID 104658. 10.1016/j.gloplacha.2024.104658

Доломитовая формация Багдаринского района, Западное Забайкалье: геохимия и изотопы Sr

Доломитовая формация Багдаринского района является важной составной частью латерального ряда вулканогенно-терригенно-осадочных формаций позднего докембрия и палеозоя, которые образовались на окраине Сибирского кратона и прилегающих террейнов Палеоазиатского океана. Багдаринский район расположен в центральной и северной частях Витимского плоскогорья. Выделенные здесь комплексы осадков рассматривались как результат последовательных седиментационно-тектонических циклов, отвечающих рангу серий. Главные карбонатные формации, которые картировались в Багдаринском районе – тилимская и хойготская. Последняя метаморфизована и сложена кальцитовым мраморами, а не метаморфизованная тилимская – позднее была разделена известняковую тилимскую и доломитовую ороченскую.

Ороченская свита (мощностью 1100-2500 м) была выделена П.В. Осокиным (1960), она распространена в пределах Чина-Усой-Мало-Амалатского междуречья, преимущественно в Багдаринской синклинали. Доломитовая формация в Багдаринском районе выходит на поверхность в виде субпараллельных полос серо-восточного простирания, расположенных компактно в пределах изометричного контура диаметром около 40 км [1]. Свита сложена светло-серыми, желтовато-серыми и белыми массивными доломитами, темно-серыми слоистыми доломитами, микрофитолитовыми доломитами, прослоями доломитовых брекчий и редкими известковистыми доломитами. Для свиты характерно широкое распространение столбчатых, пластовых и кустистых строматолитов, линз синседиментационных карбонатных брекчий и конглобрекчий. В сводном разрезе ороченской свиты строматолитовые фации чаще встречаются в нижней части свиты, а онколитовые и конглобрекчиевые – в верхней части. Все разнообразие фаций доломитовой формации в целом соответствует комплексу фаций отмельно-барьерной зоны вдали от суши или остров. Выходы доломитовой формации в бассейнах рек Багдаринка и Усой можно интерпретировать как «зарифовые» фации [1].

Впервые представлена Sr-изотопная характеристика доломитов ороченской свиты из стратотипического разреза свиты, изученного по

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

руч. Ороченский и дополнительно в мощных разрезах свиты г. Белая, по ручьям Алексеевский, Крутой и Ендонда и в русле р. Усой. При полевом наблюдении было выделено несколько литотипов доломитов: массивные (мад-вакстуоны), строматолитовые, оолит-онколитовые, синседиментационные конгло-брекчиевые (рудстоуны) и пестроцветные (зона карста).

Содержание Sr в доломитах всех литотипов довольно высокое (100– 190 мкг/г), что характерно для доломитизированных карбонатных осадков морского происхождения, не подвергшихся сильной эпигенетической перекристаллизации. Пестроцветные доломиты в зоне карста, приуроченного к кровле свиты в разрезах на г. Белая и р. Усой, содержат 160–210 мкг/г стронция, что, вероятно, связано с присутствием небольшого количества эпигенетического кальцита.

Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в осадочных доломитах варьирует от 0,7068 до 0,7094. При этом наиболее высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr наблюдаются в образцах разных литотипов с вторичным окремнением (от 30 до 55%), которое особенно проявлено в разрезе по руч. Ендонда (0.7082–0.7091) и менее сильно – в разрезе по руч. Алексеевский (0.7079–0.7088). Образцы из зон тектонического кливажа также демонстрируют повышенные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7080–0.7094). Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в пестроцветных доломитах из кровли свиты и зоны карста также повышено и заключено пределах 0.7078–0.7082. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в доломитах без признаков эпигенетической перекристаллизации существенно ниже и составляет 0.7069–0.7074.

Рассматривая вариации ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в отдельно выделенных литотипах, можно отметить, что они происходят в одинаковых пределах: массивные (мад-вакстуоны) – 0.7069–0.7074, строматолитовые – 0.7068–0.7074, онколитовые – 0.7071, синседиментационные конгло-брекчиевые (рудстоуны) – 0.7071–0.7074. Минимальные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr обнаружены в образцах строматолитовых литотипов, которые характерны для нижней части свиты. В целом, наблюдается незначительное повышение значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr к верхней части. Этот тренд может отражать изменение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морской воде во время накопления карбонатных осадков ороченской свиты. Подобные значения и вариации характерны для океана конца позднего рифея и самого начала венда [2, 3].

Строматолиты ороченской свиты содержат докембрийские виды, а состав микрофитолитов в целом характерен для среднего и верхнего рифея, а некоторые формы являются транзитными для венда – нижнего кембрия [4]. В результате недавних исследований, в ороченской свите были описаны органические остатки, которые позволили предположить возраст отложений как ранний–средний девон [5]: строматопороидеи *Stromatopora* sp. и *Amphipora* sp.; комплекс синезеленых водорослей, включающий *Rothpletzella* sp., *Renalcis* sp., *Epiphyton buldyricum Antropov*,

Chaetocladus sp., *Quasiumbella* sp.; конодонты *Latericriodus* sp. и комплекс миоспор.

Возвращаясь к фациальному анализу, важно подчеркнуть, что представленные Sr изотопные данные показывают, что все карбонатные фации ороченской свиты формировались в пределах одного мелководного бассейна в приливно-отливной зоне и на присклоновых отмелях рядом с биостромовыми поднятиями. Обширная доломитизация свидетельствует о наличии защищенного от открытого моря (частично замкнутого) мелководного морского бассейна (лагуны), ограниченного топографическим строматолито-водорослевыми барьером. В тектоническом плане, распространение протяженной доломитовой формации в Средне-Витимском синклинории указывает на присутствие поднятия в пределах Байкало-Витимского краевой геоантиклинали, которое являлось приграничной структурой рядом с Сибирской платформой в геологическом прошлом [6]. В геодинамическом плане, карбонатная формация позволяет выделить протоплатформенный этап в развитии морского бассейна на окраине Сибирского кратона в конце докембрия и палеозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00192).

Литература

1. *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. 153 с.

2. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

3. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

4. *Андреев Н.П., Воронцова Г.А.* Материалы по докембрию и раннему палеозою Талой-Амалатского междуречья. К рабочей опорной легенде Госгеолкарте-50 / Отчет по теме 406 за 1988-91 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1991, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

5. *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. и др.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 68–84.

6. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья / М: Наука, 1969. 208 с.

Офиолитокластовые песчаники в среднекаменноугольном флише междуречья Ассели и Ускалыка (восточный борт южного сегмента позднепалеозойского Предуральского краевого прогиба) и результаты U-Pb изотопного датирования зёрен обломочного циркона

Восточной борт позднепалеозойского Предуральского прогиба сложен карбонатными, флишевыми и олистостромовыми толщами [5, 7, 10]. Район исследований расположен на юге Предуральского прогиба, в пределах его восточного интенсивно тектонизированного борта, в междуречье рек Ассель и Ускалык. На западе района распространена недислоцированная почти горизонтально залегающая верхнепермская красноцветная моласса, которая несогласно залегает на верхнекаменноугольно-нижнепермских толщах, собранных в систему сжатых субмеридиональных складок, осложнённых серией продольных взбросов и надвигов [3, 7, 10]. Эту складчато-надвиговую систему называют Западноуральской зоной линейных складок. В ее строении выделяются два структурных этажа: верхний – аллохтонный, и нижний – автохтонный. Аллохтонный комплекс сложен толщами, охватывающими верхнекаменноугольно-сакмарский стратиграфический диапазон, а автохтонный комплекс – гипсоносной толщей, соответствующей кунгурскому(?) ярусу [6]. Аллохтон и автохтон разделены поверхностью Сюреньского надвига пологого восточного падения [3, 7].

И.Ф. Хворова и В.Е. Руженцев в 1930–50-е гг. впервые детально изучили структурно-геологические и литологические особенности строения района бассейнов рек Ассель и Ускалык, а также их междуречья [1, 8, 10]. В результате этих исследований было установлено, что в фаменско-сакмарском стратиграфическом интервале, слагающем упомянутый выше аллохтонный комплекс, широко распространены флишевые образования.

У западной окраины с. Абзаново на левом борту долины р. Ассель, сразу к востоку от шоссе «Абзаново-Чумаза», расположен заброшенный карьер. В центре карьера сохранен останец ненарушенных пород. В бор-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия (* kouznikbor@mail.ru, Николай Борисович Кузнецов – для переписки)

² РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

тах останца отлично видно внутреннее строение вскрытого карьером фрагмента грубо-слоистой толщи ритмичного строения (рис. 1). Этот фрагмент стратиграфической последовательности участвует в строении разреза золотогорской свиты, отнесенной [9] к московскому ярусу среднекаменноугольной системы. В основании этого фрагмента залегает турбидитовый ритм мощностью более 3 м. Нижние элементы ритма представлены бурыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками с обильными обломками пород офиолитовой ассоциации (рис. 2). Цемент офиолитокластовых пород карбонатный. Выше в разрезе ритма залегают серо-зеленые известковистые алевролиты и черные известковистые аргиллиты, которые вверх по разрезу переходят сначала в серые глинистые известняки и выше – в светлые слоистые криптокристаллические известняки. В следующих по разрезу ритмах роль офиолитокластовых обломочных пород резко убывает, а доминирующую роль начинают играть слоистые серые глинистые известняки и светлые криптокристаллические известняки. В целом толща (золотогорская свита), фрагмент разреза которой представлен в бортах описанного останца, может быть охарактеризована как карбонатный (породы, слагающие все элементы турбидитовых ритмов, вскипают в 10% HCl) граувакковый флиш с нижними элементами ритмов, представленными офиолитокластовыми гравелитами и песчанками.

Для изучения распределения возрастов обломочного циркона (dZr), из офиолитокластовых пород нижнего элемента одного из турбидитовых ритмов, вскрытого в бортах останца (51°51'02.2" с.ш., 56°47'03.9" в.д.) была отобрана проба К18-019 начальным весом около 1.5 кг. Материал пробы К18-019 представляет грязно-бурый грубозернистый плохо сортированный песчаник с карбонатным цементом и заметной примесью обломков гравийной размерности. Крупные обломки (до 2 мм) представлены породами офиолитовой ассоциации – серпентинитами, базальтоидами, радиоляритами. Встречается очень много обломков флоры и фауны, в том числе криноидеи и остатки фораминифер (диаметром до 5 мм), иногда хорошей сохранности, представленные как однокамерными, так и многокамерными формами. Изредка можно встретить аллотигенные обломки глауконита.

Проба К18-019 дезинтегрирована в 10% HCl. Остаток от растворения промыт в проточной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой (~2.9 г/см³) жидкости ГПС-В и на магнитном сепараторе. В тяжелой немагнитной фракции содержалось более 200 зёрен циркона. Примерно 150 зёрен циркона были случайным образом выбраны под бинокуляром и помещены на клейкую ленту, а потом имплантированы в эпоксидную шашку диаметром 1 дюйм и сфотографированы в поляризационном микроскопе. Для каждого зерна была сделана серия снимков (от 4 до 6) с



Рис. 1. Останец в карьере у западной окраины с. Абзаново (вид на юг)



Рис. 2. Микрофотографии офиолитокластовых песчаников

различной глубиной фокусировки – от верхней (передней) поверхности зерна, выходящей на полированную поверхность шашки, до его нижней (дальней) поверхности, находящейся внутри шашки. Анализ фотографий дал возможность выбрать зёрна dZr с участками, лишенными трещин и включений и имеющими размер <40–50 мкм, для пробоотбора лазерным пучком диаметром 30 мкм.

U-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование зёрен dZr выполнено в ЛХАИ ГИН РАН. Аппаратура, технология измерений, а также методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [2], а их обработка проведена с использованием ПО «GLITTER» и Isoplot/Ex.

Всего в пробе К18-019 изучение U-Pb изотопной системы выполнено для 130 зерен dZr и получено 110 датировок. Из них 102 датировки удовлетворяют критериям приемлемой дискордантности (-10% < D1 и D2 < 10%, D1 = 100% × (возраст ($^{207}Pb/^{235}U$)/возраст ($^{206}Pb/^{238}U$) – 1), D2 = 100% × (возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$)/возраст ($^{206}Pb/^{238}U$) – 1)). Максимальная полученная оценка возраста – 1892±11, минимальная – 361±3 млн лет. Наиболее статистически значимое пиковое значение – 427 млн лет, с двумя второстепенными частотными максимумами – 371 и 550 млн лет. В палеозойский диапазон от 542±5 до 361±3 млн лет попало 90 датировок, в неопротерозойский диапазон от 548±5 до 982±15 млн лет – 8 датировок, в мезопротерозойский диапазон от 1173±18 до 1630±12 млн лет.

U-Pb изотопное датирование зёрен dZr из офиолитокластового известковистого песчаника с гравелистой примесью, слагающего нижний элемент турбидитового ритма в изученном фрагменте разреза золотогорской свиты, показало следующее.

1. Значения кондиционных датировок варьируют от 361±3 до 1892±11 млн лет.

2. Палеозойские датировки (90 шт.) попадают в диапазон от 361±4 до 542±5 млн лет, с наиболее статистически значимым пиковым значением – 426 млн лет. При этом 84 датировки попадают в среднеордовикскопозднедевонский диапазон. Этот диапазон соответствует возрастам комплексов уралид восточно-уральского типа – комплексам ордовикской Губерлинской и девонской Магнитогорской островодужных систем, реликты которых участвуют в строении палеозоид Восточно-Уральской мегазоны.

3. Значительное количество датировок dZr (13 шт.) попадает в диапазон от 473±4 до 758±4 млн лет, характерный для возраста кадомид, установленных [4] в строении Восточно-Уральской мегазоны.

4. Источником dZr в офиолитокластовых песчаниках золотогорской свиты московского яруса, развитой на восточном борту позднепалеозой-

ского Предуральского краевого прогиба, были реликты уралид и кадомид Восточно-Уральской мегазоны.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по темам Госзадания ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. Государственная геологическая карта листа М-40-III. Карта дочетвертичных отложений и полезных ископаемых СССР. Серия Южно-Уральская / Ред. А.И. Верейн. М.: МГРИ, 1946.

2. Колодяжный С.Ю. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 3–29.

3. *Кузнецов Н.Б., Керимов В.Ю., Осипов А.В. и др.* Эволюция, геодинамика поднадвиговых зон Предуральского краевого прогиба и геохимическое моделирование формирования скоплений углеводородов // Геотектоника. 2018. № 3. С. 3–20.

4. *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.

5. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии, 1997. 231 с.

6. Наугольных С.В., Кузнецов Н.Б., Полина С.Д. и др. Местонахождение ископаемых растений Юлдыбаево (кунгурский ярус нижней перми; республика Башкортостан, Россия) и его положение в системе кунгурских фитоориктоценозов Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. № 1. С. 58–78.

7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ. 2000. 146 с.

8. *Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 188 с.

9. *Твердохлебов В.П., Маврин К.А.* Государственная геологическая карта листа М-40-III (Саракташ). Нежинск, 2001.

10. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 373 с.

Флишоидные озерно-ледниковые позднеплейстоценовые отложения подножий вулкана Толбачик на Камчатке

Особенности осадконакопления в вулканических районах Камчатки в первую очередь определяются необычайным обилием рыхлого пирокластического материала, периодически поставляемого на склоны во время извержений. Так, современные ледники на склонах Ключевского вулкана наполнены обломочным материалом, выпадающим во время извержений, либо захватываемого ими из ложа. Его содержание нередко превышает 50–80% ледниковой массы. Сам ледник в большинстве случаев перекрыт мощной абляционной мореной так, что разрез ледяной толщи можно видеть лишь в редких местах. В краевой зоне поверхность такого ледника больше напоминает отвалы карьеров или угольных копей. Примером является ледник Богдановича.

Во время позднеплейстоценового оледенения, у подножий вулканов Ключевской группы на Камчатке благодаря обилию пирокластического материала сформировался мощный комплекс ледниковых и водноледниковых – флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений [2, 9]. В юго-западной части этого района, у подножья вулкана Толбачик, он образует характерный холмистый, котловинно-западинный рельеф [3]. Здесь в бортах долины реки Пахчи вскрывается целый ряд таких ледниковых холмов и западин. В этих разрезах можно наблюдать сложные взаимоотношения морен и флишоидных озерно-ледниковых накоплений (рис. 1), связанных с двумя фазами позднеплейстоценового оледенения [1, 4–8]. Картину осложняют неоднократные осцилляции ледникового края.

При этом среди озерно-ледниковых толщ выделяются два типа образований.

1. В основании разрезов вскрываются наиболее грубообломочные флишоиды, залегающие непосредственно на моренах, либо прилегающие к ним, часто с явными следами динамического воздействия ледника на озерные накопления. Это свидетельствует о том, что их образование происходило непосредственно у края живого, подвижного льда, или между массивами уже остановившегося, мертвого льда.

Строение этих флишоидов, накапливавшихся в сравнительно небольших озерных водоемах, полезно рассмотреть как модель для последующего сравнения с гораздо более мощными флишоидными кайнозойскими

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Общий вид толщи озерно-ледниковых отложений в разрезе т. 11п. Справа – морена

толщами, широко развитыми в различных структурно-фациальных зонах Камчатки. Такое сравнение проясняет особенности формирования отложений плотностных гравитационных потоков разного происхождения, различной плотности и мощности.

Грубая флишоидность толщи четко выражена в переслаивании: 1) слоев и линз темно-серых, неслоистых и несортированных селевых супесчано-галечных накоплений с валунами и глыбами базальтов и андезитобазальтов, мощностью от 0–0.2 м до 2–5 м, и четко разделяющих их 2) более светлых слоев и линз (мощностью от 0.01–0.05 м до 0.4–0.6 м) серых, палево-серых, палевых разнозернистых песков и алевритов с субгоризонтальной, линзовидной слоистостью.

1) Нижние грубообломочные части ритмов отличаются следующими особенностями. При значительной мощности пласта, более 0.3–0.5 м, наблюдаются следы активного воздействия высокоплотностного потока на постилающие слои – их размыв и захват. Особенно ярко это выражено во включении в селевую массу более светлых мелкообломочных слоев в виде прихотливых отторженцев, «рулетов», загибов (рис. 2, 3). Кроме того, наблюдаются волно- и складкообразные изгибы подстилающих пластичных слоев под давлением неравномерной нагрузки.

По простиранию слои грязекаменной массы сильно меняются в мощности и часто выклиниваются почти до нуля. При этом на подстилающих осадках они лежат уже согласно, без заметного размыва. Снизу вверх по



Рис. 2. Грубое переслаивание селевых неслоистых и несортированных накоплений и фоновых песков, алевритов и алевропелитов



Рис. 3. Грубая расслоенность селевых накоплений

разрезу селевой массы заметной дифференциации не наблюдается. Валуны и глыбы лав в ней рассеяны хаотично, либо в виде цепочек и отдельных сгущений (рис. 3). Верхние границы селевых слоев достаточно резкие, либо с быстрым (1–10 см) градационным переходом к гравийной супеси и песчанистому алевриту с нечеткой субпараллельной полосчатостью. Отдельные маломощные слои (0.05–0.3 м) состоят из гравийно-песчаной массы без галек и видимо отлагались менее плотностными потоками.

Такой состав осадков свидетельствует о том, что они являются отложениями небольших грязевых, грязекаменных потоков и оплывин, периодически спускавшихся в приледниковое озеро с моренных холмов и массивов мертвого льда на небольшое расстояние. Перепады высот также видимо не превышали нескольких десятков метров. Поэтому заметной дифференциации обломочного материала в плотностном потоке, и его разбавление, не успевало произойти. При этом небольшая градационная слоистость развивалась лишь при движении разбавленных «хвостов» таких потоков.

Благодаря обилию обломочного материала заполнение озерных западин селевыми массами видимо происходило быстро, возможно в течение буквально нескольких сезонов.

2) Верхние мелкозернистые части флишоидных ритмов формировались между такими катастрофическими паводками уже более спокойно, но также достаточно быстро, благодаря обилию в водных потоках песчаноалевритовой ледниковой мути. Но такое спокойное накопление временами прерывалось выносом очередной порции грязе-каменной массы. В больших толщах заметно, что вверх по разрезу мощности прослоев селевых наносов в целом уменьшаются, что отражает постепенное заполнение осадками озерных котловин, деградацию ледника.

Во многих разрезах видно, что на контактах с моренами озерно-ледниковые отложения смяты, и (или) разбиты трещинами. Это прямо свидетельствует о соседстве приледникового озера с подвижным льдом.

2. Вторым типом озерных накоплений являются толщи преимущественно мелкозернистых песчано-алевритовых осадков мощностью до 10–20 м, залегающих на отложениях первого типа. В ряде разрезов видно, что они также вскрываются в разрезах озерных западин между моренными холмами. Они представлены своеобразным аналогом ленточных глин невулканических районов – неравномерным переслаиванием прослоев и линз разнозернистых песков (от 0.01 до 0.1–0.2 м) и песчаных алевритов, алевритов и алевро-пелитов (0.1–10 см) (рис. 4). В них часто встречаются тонкие прослои серых, светло-серых, иногда белых и черных вулканических пеплов).

Этот тип озерных накоплений, в отличие от первого, мог формироваться более длительно и медленно, при значительной деградации оле-



Рис. 4. Второй тип озерно-ледниковых накоплений – толщи ритмично переслаивающихся преимущественно мелкозернистых песчано-алевритовых осадков

денения и в периоды между отдельными фазами оледенения. Поэтому в них заметную роль играют прослои вулканических пеплов и продукты их переотложения. Сопоставление некоторых маркирующих прослоев пеплов позволило расчленить толщу ледниковых и водноледниковых отложений подножья вулкана Толбачик. Дальнейшие детальные исследования вулканических пеплов из этого уникального района позволят более детально расчленить верхнеплейстоценовые отложения, сопоставить их с аналогичными образованиями других районов и составить более полную картину развития Камчатки в позднем плейстоцене.

Литература

1. Гептнер А.Р., Кураленко Н.П. О формировании состава рыхлых отложений у подножья активных вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 30–45.

2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикана Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с. 3. Краевая Т.С., Олюнин В.Н. Происхождение ледникового холмистокотловинного рельефа Камчатки / Геология и геоморфология Азии. М.: Наука, 1969. С. 192–204.

4. Краевая Т.С., Лупикина Е.Г., Егорова И.А., Кураленко Н.П., Сулержицкий Л.Д. Возраст последнего позднеплейстоценового оледенения Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Географ. 1983. № 1. С. 90–94.

5. Краевая Т.С., Кураленко Н.П. Верхнеплейстоценовые ледниковые образования подножий активных вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 25–35.

6. *Кураленко Н.П*. Пеплы основных типов извержений некоторых андезитовых вулканов Камчатки. Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 123–130.

7. *Кураленко Н.П.* Отложения подножий вулканов различных климатических обстановок. М.: Наука, 1986. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 407).

8. *Кураленко Н.П.* Геолого-палеоэкологические ситуации позднего плейстоцена Камчатки. Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода к XIII Конгрессу ИНКВА (Китай, 1991). М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 117–136.

9. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 102 с.

А.В. Лаломов¹

Россыпные месторождения в системе литотогенеза и их роль в обеспечении стратегических видов минерального сырья России на современном этапе

Россыпи – скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зёрен, их обломков или агрегатов ценные минералы. Россыпные месторождения образуются в процессе дифференциации вещества преимущественно на начальных этапах литогенеза (гипергенез и седиментогенез) в различных тектоно-климатических обстановках. Хотя наиболее благоприятные условия для россыпеобразования возникают в условиях гумидного литогенеза, россыпи образуются и в

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

аридных условиях (алмазы в котловинах выдувания Намибии), в перегляциальных и в гляциальных обстановках (золотые и оловянные россыпи Колымы, Чукотки, Якутии и островов Северного Ледовитого океана, редкометалльные россыпи Ловозерского массива на Кольском полуострове), и в обстановках вулканогенно-осадочного литогенеза (титано-магнетитовые россыпи Курил, Сахалина, Японии) [1, 2].

Факторы россыпеобразования можно разделить на региональные (преимущественно тектоно-климатические) и локальные (геоморфология, гидро- и литодинамика). Только в условиях положительной сходимости всех факторов возможно образование россыпных месторождений, имеющих промышленное значение [3].

К россыпным месторождениям также относятся техногенно-минеральные образования отходов горнодобывающей промышленности, которые можно отнести к пока еще не выделенному типу антропогенного геотехногенеза; они обладают высокой минерально-сырьевой перспективой, активно изучаются в последнее время и могут рассматриваться как еще один тип литогенеза в дополнение к уже выделенным.

Россыпные месторождения являются важным источником стратегических минерально-сырьевых ресурсов как в мировой, так и российской базе полезных ископаемых. Наибольшее промышленное значение имеют россыпи золота, платины, касситерита, титана, редких металлов, алмазов, янтаря, хотя разрабатываются и более экзотические типы (магнезита, гранатов, хромита, драгоценных камней, мамонтового бивня и т.д.) [4].



Рис. 1. Морфоструктурно-тектоническая схема локализации россыпных месторождений



Рис. 2. Перспективные объекты для обеспечения России дефицитными видами стратегического минерального сырья.

 основные золотоносные провинции России: (1) Карело-Кольская, (2)
Уральская, (3) Южно-Сибирская, (4) Таймыро-Североземельская, (5) Забайкальская, (6) Дальневосточная, (7) Северо-Восточная; 2–5: 2 – редкие металлы, 3 – титан, цирконий, 4 – олово, 5 – алмазы.

Месторождения (на карте): редкометалльные: 1 – Ловозерское, 2 – Томторское; месторождения титана и циркония: 3 – Бешпагирское, 4 – Центральное, 5 – Лукояновское, 6 – Туганское; месторождения олова: 7 – Тирехтях, 8 – Чокурдах, 9 – Валькумей, 10 – Пыркакай; месторождения алмазов: 11 – Сюзевская (Сев. Урал), 12 – Нюрбинская, 13 – Эбеляхская

По своим горно-геологическим и минерально-технологическим свойствам россыпные месторождения имеют ряд положительных качеств, которые делают их востребованными горнодобывающей промышленностью: относительно неглубокое (часто – доступное для открытой добычи) залегание, дезинтегрированное состояние продуктивных отложений, простота процессов обогащения (преимущественно – гравитационные и гравитационно-магнитные технологии), относительная (по сравнению с коренными объектами) дешевизна освоения, а также возможность быстрого вовлечения в эксплуатацию и получения промышленного продукта, что значительно сокращает сроки окупаемости вложенных средств.

Выполненный анализ показал, что практически по всем компонентам доля россыпей в балансе добычи превышает их долю в балансе запасов (таблица). Из этого следует, что, несмотря на валовое преобладание в государственном балансе запасов коренных месторождений, востребованность россыпей в горнодобывающей промышленности весьма высокая.

Таблица 1

Вид сырья	Доля запасов категорий A+B+C ₁ (measured resources) в россыпях, %	Доля в общей добыче, %
Золото (Россия)	7.2	19.9
Платиноиды (Россия)	0.3	4.5
Алмазы (Россия)	6.5	11.7
Олово (СССР,1989 г)	12.4	25
Титан (мир)	33	70
Цирконий (мир)	80	95
Ниобий (мир, с корами выветривания)	20	70
Тантал (мир, с корами выветривания)	4	>10
Вольфрам (с ТМО)	0.73	3.2
Хром	0.56	1.14

Значение россыпей в запасах и добыче полезных ископаемых

Только в пределах стоящих на государственном балансе запасов россыпные месторождения могут обеспечить потребности России на текущем уровне по титану – на 60 лет, по цирконию – на 360 лет, по редким землям – на 100 лет, по олову – на 86 лет, по золоту – на 13 лет [5].

Отработка россыпных месторождений не просто экономически выгодна, в ряде случаев она дает возможность в кратчайшие сроки и с минимальными затратами решить для нашей страны проблему импортозамещения и обеспечения воспроизводства МСБ дефицитных видов стратегического минерального сырья.

Доклад подготовлен в рамках гранта Российского научного фонда № 24-27-00109. https://rscf.ru/project/24-27-00109/

Литература

1. *Шило Н.А.* Учение о россыпях. Изд. 4-е. Владивосток: Дальнаука, 2002. 575 с.

2. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпеобразующих провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.

3. *Лаломов А.В., Таболич С.Э.* Локальные геолого-динамические факторы формирования комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов. М.: ГЕОС. 2013, 224 с.

4. Бортников Н.С., Волков А.В., Лаломов А.В. и др. Роль россыпных месторождений в обеспечении воспроизводства минерально-сырьевой базы дефицитных видов стратегического минерального сырья России на современном этапе // Russian Journal of Earth Sciences. 2024. Т. 24. doi: 10.2205/ 2024ES000897.

5. *Лаломов А.В., Бочнева А.А.* Россыпные месторождения России как источник стратегических видов минерального сырья // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2024. № 3. С. 5–18.

И.В. Латышева¹, А.В. Шацилло²

Микротекстуры как отличительный признак диамиктитов ледникового генезиса

Изучение микротекстур в терригенных породах используется специалистами по четвертичной геологии как один из основных методов анализа терригенных несортированных пород, образованных в разных обстановках, в особенности генетически связанных с ледниками [4, 7, 8 и др.].

Для описания микротекстур в четвертичных несортированных терригенных отложениях авторы чаще всего применяют классификацию, предложенную Ван дер Меером и Мэнзисом [9, 5]. Анализ микротекстур и микроструктур пород применен для разделения четвертичных диамиктонов разного генезиса; определения условий седиментации и реконструкции постседиментационных преобразований древних диамиктитов, в том числе ледникового генезиса, а также связанных с ними толщ [4, 6, 3]. Для четвертичных отложений было показано, например, что парагенезы и морфология наблюдаемых микротекстур различны в селевых потоках и тиллах [7], а также в подледных и перигляциальных отложениях [6].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

Одной из главных трудностей при идентификации древних диамиктитов ледникового генезиса является отделение их от литологически сходных неледниковых диамиктитов. Многие признаки ледникового происхождения, например, штриховка или ориентировка обломков, могут быть уничтожены или сильно изменены в результате последующей геологической истории [1]. Проблемой является и конвергенция ряда макроскопически наблюдаемых признаков у диамиктитов разного генезиса. Для разделения древних диамиктитов, образованных в разных условиях, могут быть также использованы парагенезы и морфологические особенности наблюдаемых микротекстур [6, 3]. Анализ микротекстур может дать дополнительную информацию об условиях седиментации и истории постседиментационных преобразований изучаемых толщ.

При сравнении гляциальных диамиктитов, образованных в подводной среде в результате кратковременных гравитационных перемещений ледникового материала (акватиллитов, по [1]), и субгляциальных наземных тиллитов, образованных под ледяным языком (ортотиллитов, по [1]), было показано, что оба типа характеризуются широким распространением следующих микротекстур: микросдвиги в матриксе, ротационные текстуры (колобки, турбаты), контакты «зерно-к-зерну», вытянутые цепочки из зерен, имбрикация обломков [6]. Каждая микротекстура в отдельности не может быть использована в качестве отличительного диагностического признака, но статистическая оценка позволила выделить критерии для отличия изученных субгляциальных тиллитов (более широкое распространение длинных микросдвигов, протягивающихся в нескольких направлениях, а также чаще встречающиеся вытянутые цепочки из зерен) по сравнению с акватиллитами. Процентное соотношение ротационных текстур, коротких одиночных микросдвигов, тонких участков сжатия в матриксе между крупными обломками, имбрикации обломков, наблюдаемых в шлифах, сходны для двух этих разновидностей тиллитов [6].

Нами проведен анализ микротекстурных парагенезов в тиллитах ничатской свиты (патомский комплекс неопротерозоя, юг Сибирской платформы). Тиллиты ничатской свиты отнесены к Среднесибирскому гляциогоризонту и сопоставлены с глобальным оледенением Марино [2]. Ничатская свита в основном своем объеме представлена мариногляциальными фациями (акватиллитами), т.е. ледниковыми толщами, накопившимися в морском бассейне, но некоторые прослои массивных диамиктитов с гляциодислокациями свидетельствуют о присутствии в разрезе ничатской свиты также базальных тиллитов (ортотиллитов) [2]. Анализ микрофотографий шлифов показал, что для древних тиллитов разных генетических типов характерны определенные сочетания микротекстур, которые могут быть использованы для выяснения генезиса диамиктитов. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (Латышева И.В., тема FMMG-2023-0008) и ИФЗ РАН (Шацилло А.В., тема FMWU-2022-0005).

Литература

1. *Чумаков Н.М.* Изучение древних ледниковых отложений: Практ. руководство. М.: ГИН, 1990. 93 с.

2. *Чумаков Н.М., Керницкий В.В.* Стратотип и фации ледниковой ничатской свиты нижнего венда, бассейн р. Чара, средняя Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 3–11.

3. *Busfield M.E., Le Heron D.P.* Snowball Earth under the microscope // J. Sediment. Res. 2018. V. 88. 659–677.

4. *Carr S.J.* Micromorphological criteria for distinguishing subglacial and glacimarine sediments: evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen // Quat. Int. 2001. V. 86. P. 71–79.

5. *Menzies J.* Microstructures in diamictites of the lower Gowganda Formation (Huronian), near Elliot Lake, Ontario; evidence for deforming-bed conditions at the grounding line? // J. Sediment. Res. 2000. V. 70. P. 210–216.

6. *Menzies J., Whiteman C.* A comparative analyses of microstructures from Late Jurassic diamictic units, near Helmsdale, northeast Scotland and a Pleistocene diamicton from Milton, southern Ontario, Canada e a differential diagnostic method of sediment typing using micromorphology // Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw. 2009. V. 88. 75–94.

7. *Menzies J., Zaniewski, K.* Microstructures within a modern debris flow deposit derived from Quaternary glacial diamicton e a comparative micromorphological study // Sediment. Geol. 2003. V. 157. P. 31–48.

8. *Phillips E. van der Meer J.J.M., Ferguson A.* A new «microstructural mapping» methodology for the identification, analysis and interpretation of polyphase deformation within subglacial sediments // Quat. Sci. Rev. 2011. V. 30. 2570–2596.

9. *van der Meer J.J.M.* Microscopic evidence of subglacial deformation // Quat. Sci. Rev. 1993. 12, 553-587.
Химический состав плейстоценовых отложений Тихого океана

Опубликованные ранее обзоры геохимических особенностей плейстоценовых отложений Индийского [1] и Атлантического [2] океанов содержат данные о средних арифметических химических составах основных типов плейстоценовых отложений, их средних взвешенных химических составах, скоростях накопления и абсолютных массах. Кроме того, в них приведены результаты расчетов средних арифметических составов в целом для плейстоцена каждого из указанных океанических бассейнов. Возраст плейстоцена принимался в соответствии с данными из сводки [3]. В предлагаемом докладе сохранена указанная для других океанов последовательность изложения.

Данный геохимический обзор основан на материалах по химическому составу плейстоценовых отложений Тихого океана, содержащихся в ряде отчетов по рейсам Международного проекта глубоководного бурения (фазы DSDP, ODP, IODP). Кроме того, использованы дополнительные материалы из опубликованных литературных источников.

По сравнению с другими океанами из списка основных типов плейстоценовых отложений исчезли диамиктиты, но появились гидротермальные отложения. Для карбонатно-обломочных бентогенных осадков оригинальные материалы по их химическому составу не найдены, и мы использовали данные по составу их аналогов из Индийского океана [1]. Указанные в монографии [4] карбонатные турбидиты в Тихом океане располагаются на склонах подводных хребтов и плато, которые покрыты чехлом упомянутых бентогенных отложений. Поэтому для них также принят химический состав карбонатно-обломочных осадков. Всего в нашей выборке по плейстоценовым осадкам Пацифики учтены результаты химического анализа 4139 проб, включающие 47316 элементо-определений. Для работы с выборкой использовались методы математической статистики из пакета Statgraphics plus версия 5.

Рассмотрение химических составов плейстоценовых отложений Тихого океана свидетельствует о значительных колебаниях содержаний исследованных элементов в каждом из изученных типов осадков. Такие колебания вызваны как возрастными изменениями, связанными с эволюцией

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

основных осадкообразующих процессов и флюктуациями параметров седиментации, так и пространственными факторами (сменой питающих провинций, фациальной изменчивостью и т.д.).

В докладе будут представлены результаты расчетов средних арифметических величин содержаний петрогенных и редких элементов в основных типах отложений, а также средние составы бескарбонатного вещества в карбонатных осадках. Рассмотрены коэффициенты сравнения (КС), т.е. частные от деления средних содержаний химических компонентов в относительно близких по составу осадках. В частности, проанализированы КС для пелагических и гемипелагических глин, терригенных турбидитов и гемипелагических глин, терригенных турбидитов и морских песков, вулканогенных отложений и гемипелагических глин, гидротермальных и вулканогенных отложений, кокколитовых осадков и кокколитовофораминиферовых илов и глин, диатомовых и диатомово-радиоляриевых осадков. Наиболее неожиданным результатом проведенного сравнительного анализа явилось большое сходство среднего арифметического химического состава гемипелагических глин и вулканогенных отложений, что позволило предположить в отмеченных глинистых осадках существенный вклад вулкано-терригенного материала.

Нормализация химического состава тонкозернистых осадков (включая бескарбонатное вещество карбонатных илов) по химическому составу PAAS (постархейских австралийских глинистых сланцев) [5] выявила их заметное сходство. При этом пелагические глины обогащены MnO, Co, Ni, Cu. Гидротермальные отложения сравнительно с PAAS имеют существенно более высокие содержания MnO (!), CaO, Na₂O; Ni и Pb (!), а явно обеднены – Al₂O₃, Fe₂O₃; Cr, Ga, Zr, Yb. В целом, необходимо указать на обеднение всех исследованных плейстоценовых отложений Тихого океана Cr относительно PAAS. Отдельно будут показаны результаты нормализации по PAAS P3Э.

Состав более крупнозернистых литогенных осадков, а также гидротермальных отложений был нормирован на состав UCC (верхней континентальной коры) [6]. Полученные данные свидетельствуют о том, что морские пески, терригенные турбидиты и вулканогенные отложения в целом отвечают составу UCC. Гидротермальные отложения, напротив, резко отличаются от UCC: они явно обогащены Fe_2O_3 , Co, Cu, Ba, Pb (в 6.9 раз) и Mo (в 41.7 раз!); обеднены TiO_2 , Al_2O_3 , Cr, Ga, Zr (наиболее сильно) и Yb.

Корреляционный анализ охватил все типы плейстоценовых отложений, кроме гидротермальных. В итоге выделены четыре главные геохимические ассоциации: кремнисто-литогенная, алюмосиликатная, марганцевая и карбонатная. Факторный анализ главных компонент с варимаксным вращением позволил указать на три фактора: коэффициент вариации для первого фактора составляет 68.989%, для второго – 16.964% и для третьего – 7.540%. Наиболее сложной представляется интерпретация третьего фактора.

Проведенный расчет средневзвешенного химического состава для оксидов петрогенных элементов выявил существование четырех основных трендов в их распределении (выраженных в %): 1) SiO₂, TiO₂, Na₂O, K₂O; 2) Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, P₂O₅; 3) MnO; 4) CaO. Для первых двух трендов определяющее значение имеют массы сухого вещества основных типов литогенных отложений, а для третьего и четвертого трендов важно сочетание масс сухого вещества и особенностей среднего арифметического химического состава.

Рассчитанные скорости накопления (10¹⁸ г/млн лет) оксидов петрогенных элементов позволят в будущем провести сравнительный анализ этого параметра не только с плейстоценовыми отложениями других океанов, но и с осадочными толщами иных геологических возрастов и обстановок седиментации.

Автором рассчитаны абсолютные массы (г/см² × тыс. лет) оксидов петрогенных элементов в плейстоценовых отложениях Тихого океана. Анализ полученных данных свидетельствует о ведущей роли масс сухого вещества.

Массы химических компонентов (10^{18} г) в плейстоценовом стратоне Тихого океана равны: SiO₂ – 1910.85, TiO₂ – 23.15, Al₂O₃ – 610.03, Fe₂O₃ – 298.46, MnO – 8.22, MgO – 92.83, CaO – 394.22, Na₂O – 85.00, K₂O – 117.84, P₂O₅ – 6.37, ППП – 375.01.

Минимальные массы $(10^{18} r)$ ряда редких элементов составляют: Li – 0.130, V – 0.398, Cr – 0.196, Co – 0.089, Ni – 0.278, Cu – 0.409, Zn – 0.394, Sr – 1.965, Ba – 2.731, Zr – 0.429.

Средний арифметический химический состав (мас.%) равен: SiO₂ – 49.32, TiO₂ – 0.60, Al₂O₃ – 15.75, Fe₂O₃ – 7.70, MnO – 0.21, MgO – 2.40, CaO – 10.18, Na₂O – 2.19, K₂O – 3.04, P₂O₅ – 0.16, ППП – 8.45.

Представленные в докладе результаты будут способствовать лучшему пониманию геохимических особенностей плейстоценовых отложений Тихого океана и могут быть использованы при анализе межбассейнового фракционирования Мирового океана в плейстоценовое время.

Исследование финансировалось за счет Государственного задания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г. и др. Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 5. С. 423–444.

2. Левитан М.А., Антонова Т.А., Домарацкая Л.Г., Кольцова А.В. Геохимические особенности плейстоценовых отложений Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 2024. № 3. С. 279–300.

3. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 2004. 599 p.

4. *Левитан М.А*. Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.

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

6. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of continental crust / Treatise of Geochemistry / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.

Г.В. Леднева¹, Б.А. Базылев², С.Н. Сычев^{1,3,4}, А.В. Рогов⁵

Источники кластического материала песчаников офиолитокластической толщи хр. Черского: по данным изучения состава и возраста минералов детритовых зерен и обломков метаультрамафитов и метамафитов

Реконструкция источников сноса кластического материала серпентинитовых и лиственитовых песчаников офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна хр. Черского Верхояно-Колымской складчатой области основана на данных детального изучения составов минералов (первичных, частично перекристаллизованных и метаморфических шпинелидов, филлосиликатов и доломитов) детритовых зерен и обломков метаультрамафитов, метамафитов и лиственитов, результаты которого изложены в работах [3, 4]. Было показано, что размыву подвергались ретро-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁵ ООО «Голд Майнинг», Якутск, Россия

градно метаморфизованные породы – преимущественно серпентиниты и в подчиненном количестве хлорититы (наиболее вероятно, из офиолитовых массивов поздненеопротерозойского возраста хр. Черского), образованные по реститовым перидотитам, хромититам и мафитовым кумулатам, а также листвениты, сформированные в неокеанической обстановке в пермское время (275.3 ± 3.1 млн лет), и доломитовые породы неустановленной природы и возраста. Плутонические породы офиолитовой ассоциации, послужившие протолитом метаультрамафитов и метамафитов, судя по интервалу хромистости детритовых первичных шпинелидов, были фрагментами литосферы задугового бассейна. Это согласуется с немногочисленными определениями составов первичных хромшпинелей из реститовых перидотитов и данными по валовой геохимии вулканитов офиолитовой ассоциации массивов хр. Черского [1, 2, 5].

Изученные образцы были отобраны в ходе полевых работ в рамках темы ФГБУ ВСЕГЕИ. Сотрудники ГИН РАН (Г.В. Леднева, С.Н. Сычев) обеспечены бюджетным финансированием по теме госзадания ГИН РАН. Изучение метаморфизма (вклад Б.А. Базылева) проводилось за счет средств госбюджета на исследования по теме госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

1. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Маскаев М.В. Вулканиты поздненеопротерозойского Калгынского офиолитового массива (Северо-Восток Азии): новые геохимические и изотопные данные // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 203–209.

2. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селеняхского кряжа (Северо-Восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24–33.

3. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Сычев С.Н., Рогов А.В. Обломки метаморфизованных ультрамафитов и мафитов и детритовые минералы из песчаников офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна: обстановка формирования офиолитов хр. Черского // Петрология. 2024. Т. 32. № 3. С. 383–412.

4. Леднева Г.В., Травин А.В., Сычев С.Н., Базылев Б.А., Рогов А.В., Соколов С.Д. ⁴⁰Аг/³⁹Аг-возраст фенгита из песчаника офиолитокластитовой толщи бассейна р. Рассоха, коллизионный пояс хр. Черского // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 17–25.

5. *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

От конгломератов к «конгломератам», или структурно-вещественные метаморфозы осадочных комплексов

В процессе полевого изучения породных комплексов геолог часто сталкивается с проблемой идентификации природы их стратификации (расслоенности) и, в частности, с отсутствием четких критериев разделения первичной осадочной «слоистости» и вторичной диагенетической «слойчатости» или тектонической «полосчатости». Равным образом, не всегда удается определить природу грубообломочных образований, приписав им осадочное или тектоническое происхождение. В некоторых случаях речь идет о полигенетических (тектоно-седиментационных) образованиях, к которым относятся, например, тектоно-гравитационные микститы. Очевидно, что неадекватное решение вопроса о природе тех или иных геологических образований несет в себе ошибочные решения как относительно происхождения конкретной породы, так и относительно палеогеографической и палеотектонической обстановок их образования. В докладе рассмотрены примеры, отражающие парадоксальные на первый взгляд явления, приводящие к структурно-вещественным метаморфозам осадочных комплексов и порождающие разночтение в трактовке их генезиса.

Псевдоконгломераты в слоистых отложениях. В строении подвижных поясов принимают участие слоистые и смятые в напряженные складки терригенные и кремнисто-карбонатные отложения, что, в частности, характерно для каменноугольных и ордовикско-силурийских отложений Южного Тянь-Шаня. В частности, среди слоистых печано-глинистых отложений карбона присутствуют значительные объемы пород, по морфологии соответствующие пудинговым конгломератам, которые состоят из песчано-глинистой основной массы и хаотически расположенных в ней угловатых, угловато-округлых и округлых фрагментов песчаников. Объемы конгломератоподобных пород не имеют четко очерченных контактов с основной массой отложений и как бы «перетекают» в них. Основная масса и фрагменты песчаников по составу отвечают окружающим стратифицированным породам. Идентичность состава вмещающих пород и конгломератовидных отложений и отсутствие четких границ между ними указывают на их происхождение за счет дезинтеграции исходных

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Формирование пудинговых псевдоконгломератов в терригенных отложениях карбона (Тянь-Шань).

а-д – последовательные стадии развития процесса (объяснение в тексте);
е – замок складки, оторванный от рассланцованных крыльев (зарисовка обнажения); ж, з – тектонически окатанные реликты замков складок, породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев

осадочных отложений и механического перемешивания тонкозернистой основной массы и фрагментов компетентных песчаников. Механизм формирования этих псевдоконгломератов выглядит следующим образом (рис. 1).

В период герцинского тектогенеза слоистые толщи были дислоцированы. В отдельных зонах возникли сообщества сжатых изоклинальных складок с острыми замками, субпараллельной ориентировкой пластов на крыльях и осевых плоскостях складок (см. рис. 1а) и вертикальной ориентировкой плоскостных элементов. При достижении определенной степени сжатости, усложнение структуры за счет складчатых деформаций делается невозможным, и в последующем релаксация напряженного состояния общего сжатия обеспечивается проявлением субпластового объемного тектонического течения со сдвиговой кинематикой (см. рис. 1б, в). На крыльях складок происходит рассланцевание пород, растяжение, будинаж, разрыв компетентных песчаных пластов, смещение фрагментов. Замки складок, сложенные песчаником, индивидуализируются (см. рис. 1г), растаскиваются. Фрагменты компетентных пород, сформированные из замковых частей складок, имеют близкую к конической форму, на срезе – форму ласточкина хвоста (см. рис. 1е). В условиях сдвига происходит деформация компетентных фрагментов, их разлинзование, тектоническое окатывание, перемещение в пространстве. Возникает породная ассоциация, состоящая из рассланцованной основной массы (матрикса) и хаотически расположенных в матриксе включений различной величины, зависящей от мощности компетентных слоев, их габитуса и степени тектонической окатанности (см. рис. 1д–3).

В ряде случаев подобные породные ассоциации рассматриваются геологами как продукт ледового разноса – дропстоуны или диамиктиты, с которыми они бывают очень схожи морфологически, что искажает реальную картину геологического строения и палеогеографии района развития псевдоосадочных образований.

От конгломератов к «конгломератам». В пределах Курганакской зоны Туркестанского хребта развита толща глыбовых конгломератов среднего-верхнего карбона, составляющая верхнюю часть единого разреза палеозойских отложений Туркестанского хребта. Детальное картирование, сопровождаемое статистически значимыми замерами деформации и изучением вторичных вещественных преобразований, позволило установить следующие особенности строения горизонта глыбовых конгломератов. Весь пакет палеозойских отложений, и глыбовые конгломераты в том числе, формирует крупную горизонтальную складку с субвертикальным шарниром. Толща конгломератов частично затянута в область сдвигового пластического течения, и степень структурных преобразований (пластическая деформация) меняется по простиранию от полного отсутствия до 1000 и более процентов. В соответствии с изменением величины деформации, меняется и степень вещественных преобразований пород, выраженная в изменении процентного содержания вновь возникших минеральных фаз зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 2). При этом метаморфизм при наличии единой последовательности отложений от кембрия до верхнего карбона, проявлен только в отложениях карбона, никогда не попадавших в область повышенных температур и лавлений.

Не затрагивая причин и механизмов процесса (библиографию см. в работе М.В. Леонова [2008]), отмечу феноменологическую сущность явления: на одном фланге структуры расположены стратифицированные конгломераты, имеющие все признаки осадочного происхождения при отсутствии вторичных структурных преобразований. На другом фланге – интенсивно рассланцованные конгломератоподобные метаморфи-



ческие породы. Ранее этот парадокс объяснялся наличием двух разновозрастных горизонтов (девонского и средне-верхне-каменноугольного), имеющих тектонические взаимоотношения, что приводило к ошибочным представлениям относительно строения региона и понимания его геологической истории.

Псевдоскладчатые структуры в флювиогляциальных песках Ярославского Поволжья. Проблемы гляциотектоники вызывают живой интерес исследователей и содержат ряд спорных или нерешенных вопросов. Одним из них является вопрос о механизмах формирования структурных форм, и с этой точки зрения описание новых природных объектов представляет значительный интерес. Структуры ледникового генезиса, развитые в четвертичных и подстилающих их более древних отложениях у д. Бородулино (Калязинский район Тверской области), вскрыты и описаны недавно в работе М.Г. Леонова и О.Г. Эпштейна, и они (гляциоотложения) содержат информацию об особенностях формирования структуры осадочных отложений., существенную для понимания некоторых аспектов процесса образования тектонических структур.

Разрез четвертичных мореных отложений обнажен в стенке карьера, вскрывшего 12–15-метровую вторую надпойменную террасу р. Жабна (правый приток р. Волги). Разрез представлен пятью литостратиграфическими комплексами, и среди них межморенные флювиогляциальные

Рис. 2. Изменение степени структурно-вещественных преобразований в глыбовых конгломератах Курганаксой зоны (Туркесстанский хребет, Тянь-Шань) пески (микулинский [?] возраст), подморенные пески, алевриты и глины (средне-раннечетвертичный [?] возраст) и дочетвертичный чехол (черные глины, пески и алевриты юрско-мелового возраста). Характер дислокаций: наличие складчатых структур и их морфология (колчановидные складки), пластическое перераспределение материала, дисгармония структур разного порядка, постепенные переходы по простиранию и по разрезу в недислоцированные объемы, большое число послойных зон растяжения и межслоевого проскальзывания, возникновение вторичной деформационной полосчатости, дифференциальное движение отдельных частиц и доменов вещества относительно друг друга, ограниченная роль хрупких деформаций и др. признаки указывают на деформацию в условиях высокой пластичности и подвижности горных пород, что подчеркивается также протрузивными внедрениями юрско-меловых пород в молодые моренные отложения. Особо следует подчеркнуть наличие псевдоскладчатых структур, формирование которых связано не с изгибной деформацией, а с дифференциальным проскальзыванием песчаных зерен относительно друг друга, т.е. с механизмом бесструктурного (гранулярного) течения.

Рассмотренные в докладе примеры отражают парадоксальные на первый взгляд явления, приводящие к структурно-вещественным метаморфозам осадочных комплексов и порождающие разночтение в трактовке их генезиса.

В.А. Лошкарева¹, О.В. Постникова¹

Породы-коллекторы ербогаченского горизонта юга Сибирской платформы

На юге Сибирской платформы в период трансформации вендских терригенных бассейнов в карбонатные на наиболее приподнятой части Непско-Ботуобинской антеклизы сформировались мелководные морские и прибрежно-морские водоемы, характеризующиеся высокими значениями щелочности. Отложения, сформировавшиеся в этих бассейнах в ранневендское время, представлены комплексом доломитовых, магнезитовых

¹ Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

и сульфатно-карбонатных пород ербогаченсого горизонта. Значительная роль в образовании пород ербогаченского горизонта принадлежит различным формам цианобактериальных палеоценозов.

Отложения ербогаченского горизонта характеризуются литологической неоднородностью, обусловленной сменой минерального состава и типа цианобактериального палеоценоза, лежащего в основе пород, что, в свою очередь, формирует их структурно-текстурные особенности и характер распределения пустотного пространства. С учетом данных особенностей в разрезе ербогаченского горизонта были выделены доломитовая, магнезитовая, сульфатно-карбонатная и сульфатная минеральные группы пород, которые, в свою очередь, подразделяются на структурные. В целом, в разрезе ербогаченского горизонта преобладают строматолитовые, с реликтовой цианобактериальной структурой и комковато-сгустковые породы [1–3]. Текстуры пород биогермные, слоистые, пятнистые.

Формирование пород ербогаченского горизонта происходило в условиях резкой аридизации климата, в мелководном бассейне с ограниченным привносом обломочного материала. Чередование в разрезе комковатосгустковых пород с биогермными строматолитовыми свидетельствует о дифференциации условий осадконакопления и их смене от достаточно гидродинамически активных к относительно спокойным. Минералогические особенности пород ербогаченского горизонта обусловлены аридными обстановками осадконакопления в условиях повышенной щелочности и солености изолированных мелководных бассейнов, а также деятельностью цианобактериальных палеоценозов. В процессе обмена веществ цианобактерии поглощали воду и растворенные в воде соли. Внутри клеток происходило расщепление гидрокарбонатов Mg(HCO₃)₂ и Са(НСО₃)₂. Углекислый газ СО₂ усваивался, а карбонаты кальция и магния выбрасывались наружу, оседая на стенках клеток и образуя «чехлы» вокруг трихом (нитей) цианобактерий. Сообщества цианобактерий активно разрушали угольную кислоту (H₂CO₃), что приводило к повышению pH среды [4].

В породах-коллекторах ербогаченского горизонта выделяются пустоты различных генетических типов. Распределение пустот часто контролируется морфологическими особенностями каркаса породообразующих организмов, прежде всего строматолитов [5].

Первичное пустотное пространство пород-коллекторов ербогаченского горизонта в значительной степени было изменено вторичными процессами. Направленность вторичных изменений также зависит от типа породообразующего палеоценоза. Слоистая структура цианобактериальных матов строматолитовых палеоценозов обуславливает послойное распределение аутигенных минералов: ангидрита, доломита, кварца и халцедона.

Литература

1. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 253 с.

2. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

3. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Бакина В.В., Постникова О.В. и др. // Карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный Мир, 2000. 104 с.

4. *Михайлов А.С.* Процессы образования доломита в современных и фанерозойских бассейнах // Фации и геохимия карбонатных отложений: Тезисы докладов. Л. – Таллин, 1973. С. 104–106.

5. Лошкарева В.А., Постникова О.В., Китаева И.А. Механизмы формирования первичного пустотного пространства в венд-нижнекембрийских карбонатных отложений // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. 2018. №4(293). С. 7–16.

<u>Н.А. Лыков^{1,2}, Ю.В. Ростовцева³, А.В. Дронов¹,</u> И.Г. Закирьянов⁴, О.В. Постникова²

Позднедарривильское биогермообразование в ордовике Сибирской платформы (опорный разрез реки Мойеро)

Изучению рифообразования на Сибирской платформе посвящены многочисленные работы, однако в большинстве из них рассматриваются кембрийские рифовые системы [1, 2]. Во многом это связано с тем, что ордовикские отложения имеют меньший ресурсный углеводородный потенциал, а также с тем, что ордовикские разрезы с органогенными постройками на Сибирской платформе располагаются в труднодоступных местах. При этом нельзя сказать, что ордовикские постройки вовсе не изучались. Однако основной целью их исследований было получение палеонтологи-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия



Рис. 1. Расположение района исследования (А) и изученного обнажения № 70 в долине реки Мойеро (Б) со схематической литолого-стратиграфической колонкой для части киренско-кудринских отложений ордовика с органогенными постройками (В).

 \leftarrow

положение разреза; 2 – реки; 3 – обнажения; 4 – пестроцветные алевролиты; 5 – известняки оолитовые; 6 – известняки биокластовые; 7 – строматопорово-микробиальные биогермы; 8 – ракушняковые банки; 9 – зернистые фосфориты

ческой характеристики конкретных организмов-каркасостроителей, как, например, в работе Е.И. Мягковой [3].

Опорный разрез ордовика по реке Мойеро располагается в северовосточной части Тунгусской синеклизы Восточной Сибири, примыкающей к Анабарскому щиту (рис. 1А). Этот разрез является одним из наиболее полных и непрерывных на Сибирской платформе [4]. Рассматриваемые в данной работе органогенные постройки относятся к мойеронской свите, киренско-кудринскому горизонту, дарривильскому ярусу [5]. Они вскрываются в нижней (киренской) части естественного берегового обнажения № 70 (см. рис. 1Б) и представлены чередованием известняков и пестроцветных карбонатных алевролитов, при этом структурно-текстурные особенности и компонентный состав известняков изменяется снизу вверх по разрезу. О наличии в этих отложениях органогенных построек ранее упоминались в литературе [6], но детальной их литологической характеристики, основанной на результатах изучения шлифов и особенностей биоценозов, не приводилось.

В исследуемых отложениях на уровне 7 м выше подошвы киренскокудринского горизонта (см. рис. 1В) наблюдается слой оолитового известняка со спаритовым цементом, который залегает в основании интервала разреза с развитием биогермов. Морфологически биогермы имеют бугорообразные и более уплощенные формы. Высота биогермов меняется вдоль простирания пород незначительно и составляет доли метра, тогда как их размеры по латерали в среднем не превышает 1 метра. Наиболее крупный из обнаруженных биогермов имеет высоту 36 см и диаметр около 2.5 м. При изучении пород биогермов в шлифах было выяснено, что каркасостроителями этих построек являлись микробиальные организмы со строматолитовой структурой и кальцитовые микропроблематики (Ortonella cf. kershopensis, Garwoodia cf. Gregaria, Hedstroemia cf. Halimedoidea), с второстепенным участием строматопороидей, представленных исключительно видом Cystostroma insuetum. Более подробная палеонтологическая характеристика этих биогермов представлена в недавно опубликованной работе авторов [7]. Рассматриваемые карбонатные тела были отнесены к строматопорово-микробиальным постройкам.

На уровнях 21 и 23 м выше подошвы киренско-кудринского горизонта (см. рис. 1В) Е.И. Мягковой [6] описывались образования (высотой в среднем до 1 м), сложенные биоморфно-крупнодетритовым материалом, содержащим прослои зеленых мергелей, которые ею интерпретировались «как типичные пелециподовые банки». Однако благодаря более детальному изучению этих пород макроскопически и в шлифах было выявлено, что рассматриваемые образования характеризуются заметной неоднородностью строения. Как оказалось их строение осложнено неоднократным чередованием 2 типов прослоев: (1) известняков цельнораковинных со спаритовым цементом и незначительным содержанием биокластов и (2) известняков тонкозернистых (микритовых) микробиальных. Размеры отдельных прослоев варьируют от 1-2 см до 10 см. Подобная неоднородность в строении этих карбонатных тел свидетельствует об изменчивости гидродинамического режима. При усилении подвижности вод формировались цельнораковинные скопления с образованием участков закрепленных грунтов, а при снижении водной активности скелетные части раковин покрывались микробиальными обрастаниями со строматолитовой структурой и разветвляющимися (кустистыми) колониями кальцитовых микропроблематик (Garwoodia cf. Gregaria, Ortonella sp., Hedstroemia cf. bifilosa). По результатам проведенного изучения эти карбонатные тела были сопоставлены с образованиями ракушняковых банок.

Породообразующее значение в строматопорово-микробиальных биогермах имели в первую очередь представители рода Ortonella (доля около 80% среди всех обнаруженных остатков). Представители рода Ortonella слагали ядро биогермов, в то время как Garwoodia (с долей до 15%) развивались в их приповерхностной части, а Hedstroemia, встречающиеся в основном в виде биокластов (с долей не более 5%), являлись, скорее всего, второстепенными организмами-биогермостроителями, несмотря на ветвящуюся форму слоевища. Иная ситуация наблюдается в строении ракушняковых банок. В них Ortonella присутствует преимущественно в форме биокластов, как и Hedstroemia. В прижизненном положении чаще встречаются захороненные остатки Ortonella. Вероятно, в условиях более активного гидродинамического режима более жизнеспособными организмами к данной среде являлись представители Ortonella, которые могли удерживать обломки других организмов, способствуя стабилизации осадка и дополнительному осаждению карбонатного материала.

Рассматриваемые карбонатные тела (строматопорово-микробиальные биогермы и ракушняковые банки) резко отличаются своим строением, видовым составом биогермостроителей и биоценозов от других подобных образований ордовика, наблюдаемых в изучаемом разрезе. Подобное своеобразие, скорее всего, свидетельствует о формировании их в палеоэкологических стрессовых условиях, отражающих общую смену обстановок седиментации, которая происходила на фоне действия специфичного карбонатно-силикокластического режима осадконакопления. Следует отметить, что в толщах ордовика изучаемого разреза, залегающих выше дарривильских отложений, проявления биогермообразования не были установлены.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий № FMMG-2021-0003 ГИН РАН и № 075-00439-25-00 ГЦ РАН, утвержденных Минобрнауки России.

Литература

1. Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса / Среда и Жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука (Сиб. отд.), 1979. С. 128–154.

2. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы / Сухов С.С., Шабанов Ю.А., Пегель Т.В. и др. – Новосибирск: ИНГГСОРАН, 2016. – 497 с.

3. *Мягкова Е.И*. Соаниты – новая группа[.] организмов // Палеонтологический журнал. 1965. № 3. С. 16–22.

4. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: ГЕО, 2007. 267 с.

5. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минеральносырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 5. С. 4–57.

6. *Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э.* // Разрез ордовика и силура реки Мойеро. Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.

7. Jeon J., Lykov N., Dronov A., Rostovtseva Y., Toom U., Li Q-J. Calcimicrobestromatoporoid bioherms from the upper Darriwilian of the Moyero River, Siberia: Implications for reef development during the Great Ordovician Biodiversification Event // Palaeoworld. 2024. DOI: 10.1016/j.palwor.2024.200907

Разнообразие гидротермально-бактериальных построек на поверхности эффузивных пород Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма)

В настоящее время исследователи уделяют большое внимание изучению современных и древних сульфидных построек чёрных и серых курильщиков [1, 4, 6]. В зависимости от физико-географических условий и состава флюидов в пределах даже одного поля эти строения характеризуются различным внешним видом и минералогий [1, 4, 5]. Похожие образования были найдены автором на поверхности Тессельского палеовулкана верхнего триаса.

Целью исследований является изучение морфологических и минералогических особенностей различных бактериальных построек на поверхности палеовулкана.

При проведении работ был изучен коллекционный материал трубчатых и плоских бактериальных построек, собранных автором при проведении геологического картирования. Шлифы и аншлифы изучались на микроскопе Olympus BX 5 и с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-202М в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН г. Миасс.

Выходы магматических пород Тессельского палевулкана обнажаются в самой западной части прибрежной зоны Крымских Гор. Эффузивная толща представлена отдельными выходами пород лавовой, кластолавовой, ксенолавокластической, гиалокластической, ксенотефроидной и гидротермальной фаций [2]. На их поверхности встречаются разнообразные трубчатые и плоские гидротермально-бактериальные постройки. Их внешняя форма, минеральный состав зависят от температуры и состава вулканических палеофлюидов.

С наиболее высокими температурными флюидами связаны сульфиднокарбонатные гидротермально-бактериальные строения, образование которых происходило на поверхности лавовых потоков. Большинство строений представлено вертикальными или слабоизогнутыми трубами длиной до 80 см и диаметром до 20 см. По мере роста трубчатых тел, у них наблюдается уменьшение или увеличение диаметра. Реже наблюдаются постройки плоской «блинной» формы, которые имеют сходство с горизонтальными карнизами на постройках черных курильщиков [4].

¹ ФГБНУ «Институт природно-технических систем», Севастополь, Россия

² Филиал МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Севастополь, Россия

По всей длине сульфидно-карбонатных строений прослеживается зональность. Зоны характеризуются прерывистым строением и непостоянной мощностью. Выделяются следующие зоны: центральная, боковая и бактериального обрастания.

В середине центральной зоны находится полоса флюидного канала с прерывистой сульфидной минерализацией. Она сложена кристаллическим антраконитом или анкеритом с высыпками галенита, сфалерита, псевдоморфоз марказита по пирротину, халькопирита, пирита и барита. От канала иногда отходят микрозонки осветления, которые упираются на боковой поверхности в микрократеры. Пиритовая минерализация образует разрозненные обогащённые участки с раздувами до 12 мм. Около них наблюдается утолщение трубных тел. В центральной зоне встречаются вкрапленники галенита, халькопирита, сфалерита, псевдоморфоз марказита по пирротину, кварца, барита, белого накрита, пепловый материал вулканического стекла, лапилли, створки ракушек и сульфидные слепки червей. Присутствуют сферолиты карбоната, образование которых происходило раньше или совместно с формированием сфалерита и пирротина. Круглые и эллипсовидные их срезы имеют сходство с сростками трубчатых бактериальных образований [5].

Боковая зона сложена крупнокристаллическим серовато-черным антраконитом, реже серовато-зеленым полупрозрачным кальцитом и анкеритом. Её мощность в разных местах постройки меняется от 2 до 20 мм. Сульфидная минерализация в этой зоне представлена вкрапленностью пирита и псевдоморфозами марказита по пирротину. В некоторых местах отмечаются примазки корочек керита (антраксолита).

Зона бактериального обрастания состоит из микротрубок с округлыми порами диаметром до нескольких микрон, которые ориентированы перпендикулярно поверхности зоны обрастания [5]. Бактериальный карбонатный материал трубчатых футляров является цементом алевритов, в которых представлены кварц, хлорит, смектит и аморфный кремнезём. Границы бактериального обрастания с боковой зоной и вмещающими породами четкие. На их внешней поверхности отмечаются слепки червей.

Плоские гидротермально-бактериальные постройки характеризуются большим разнообразием минерального состава. По внешнему виду они напоминают линзовидные жильные тела, занимающие секущее положение относительно вмещающих пород, с которыми имеют довольно резкие прямолинейные контакты. Из них самыми высокотемпературными являются карбонат-халцедон-кварц-пиритовые постройки на поверхности пиритизированных андезитов. Они характеризуются зональным строением. Центральное ядро сложено дендритовидным и колломорфным пиритом, халцедоном и кварцем. В кварц-халцедоновом материале находятся раковины гастропод, моллюсков и брахиопод, а также пепел и лапилли туфа. Боковые зоны характеризуются слоистой текстурой – чередованием пирита, карбоната и халцедона. На внешних боковых поверхностях зон имеются холмики, которые образованы сферолитами кальцита.

Сульфид-кварц-карбонатные плоские постройки встречаются на поверхности кластолав и ксенокластолав. Протяженность их по простиранию не больше 3 м, а их мощность изменяется от 1 до 5 см. Вмещающие породы вблизи контактов с плоскими образованиями интенсивно пиритизированы. Плоские постройки имеют зональное строение, которое подчёркивается полосчатой текстурой. Центральная зона сложена кристаллическим кальцитом, в котором встречаются стяжения пирита и линзочки кварца, халцедона, опала. Высокие содержания халькофильных элементов в анализах, выполненных на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой, указывают на присутствие в центральной зоне микровключений галенита, сфалерита, арсенопирита и халькопирита. Боковые зоны сложены чередованием тонких прослоев темно-коричневого антраконита, белого кальцита и сульфидов. Фрамбоидальные и колломорфные образования пирита занимают согласное и секущее положение относительно поверхности микропрослоев. В центральных и боковых зонах построек встречаются раковины моллюсков и трубчатых червей. Их карбонатный материал в значительно части замещён пиритом и кварцем. На открытый рост исследованных нами построек в туфовой толще указывают находки в них обломков лапилли и пеплового материала вулканического стекла. Фрамбоидальные, колломорфно-глобулярные и сферолитовые образования пирита, марказита и карбоната являются продуктами бактериального хемосинтеза по переработке газов при остывании толщи ксенокластолав и кластолав [5].

Низкотемпературные карбонатные гидротермально-бактериальные полосчатые постройки имеют внешний вид строматолитов [2]. Они являются своеобразным цементом ракушечного материала брахиопод, которые были жителями биогермы на поверхности ксенокластолав. Их контакты с ракушечным материалом довольно расплывчатые. Полосчатые карбонатные пленки обрастания имеют мощность до 15 мм. Они составляют до 30% общего материала биогермы. Карбонатные обрастания имеют микрополосчатую, а местами – колломорфно-сферическую текстуру чередования антраконита с белым кальцитом.

Другой формой обладают карбонатные бактериальные обрастания глыбового материала конечной части лавового потока. Они обволакивают остроугольный глыбовый материал андезитов желто-коричневой пленкой, которая имеет полосчатое строение. Мощность обрастания до 2 см. Нижний контакт у бактериального обрастания резкий. Верхняя поверхность неровная, с многочисленными сферолитовыми выступами. На ней наблюдаются раковины и полихеты, покрытые сферолитами карбоната. Центральная часть строений имеет полосчатую текстуру чередования белых и темно-желтых полос карбоната. На поверхности и в центральной части строений встречается пепловый материал.

Несмотря на различия во внешней морфологии и минеральном составе, в формировании гидротермально-бактериальных построек Тессельского палеовулкана активное участие принимали сообщества прокариот и архей. Их образование происходило на значительных глубинах в афотической зоне, где пищей для прокариот были углеводородные флюиды [2]. Высокие скорости образования бактериальных построек во время активной деятельности палеовулкана подтверждаются присутствием в них пеплового материала и лапилли. Их формирование происходило на поверхности открытого пространства. Для тессельских построек характерны следующие общие признаки: поступление углеводородных флюидов из недр; присутствие рядом биоценоза крупной фауны; наличие сферолитов карбонатов (ботриоиды) и фрамбоидов пирита; присутствие биомаркеров; повышенные содержания литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов; наличие легких и тяжелых углеводородов; наличие пеплового и туфового материала; легкий изотопный состав карбонатов; изотопное фракционирование углерода из карбоната и органического вещества [2]. По этим данным постройки можно отнести к карбонатам углеводородного просачивания (hydrocarbon seeps carbonates) [6].

Гидротермально-бактериальные постройки с Тессельского палеовулкана имеют некоторое сходство с подобными строениями на поверхности подводного вулкана Пийпа [3]. Возможно, подобные сульфиднокарбонатные постройки будут найдены на современных лавовых потоках андезитов на дне морей и океанов, а также в других горных регионах.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИПТС № госрегистрации 124020100120-9.

Литература

1. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

2. Лысенко В.И. Садыков С.А., Михайличенко Т.В. Гидротермальнобактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма) // Литосфера. 2022. Т. 22. № 4. С. 497– 511.

3. Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А. Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 4. С. 3–16.

4. Ames D.E., Franklin J.M., Hannington M.D. Mineralogy and geochemistry of active and inactive chimneys and massive sulfide, Middle Valley, northern Juan

De Fuca Ridge: An evolving hydrothermal system // Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 997–1024.

5. *Baross J.A., Deming J.W.* Growth of «black smoker» bacteria at temperatures of at least 250°C // Nature, 1983. V. 303. P. 423–426.

6. *Campbell K.A.* Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 232. P. 362–407.

А.Д. Люткевич¹, Б.А. Сахаров¹, О.М. Дара², И.Ф. Габлина¹, И.Г. Добрецова³, М.Н. Кулажёнок³

Глауконит-нонтронитовые осадки гидротермального поля Пюи де Фоль (CAX)

Гидротермальное поле Пюи де Фоль, открытое зарубежными исследователями в 1996 г., расположено в кальдере одноимённого подводного вулкана на территории Российского разведочного района Срединно-Атлантического Хребта (PPP CAX). Границы поля, рудные тела, а также подстилающие породы были описаны российскими исследователями в 31 рейсе НИС «Профессор Логачёв» в 2008 г. Более детальные исследования гидротермального поля, включающие изучение донных осадков, были проведены в ходе рейсов НИС «Профессор Логачёв» в 2022– 2024 гг. В строении рудного поля участвуют базальты, сульфидные руды, гидроксидно-железистые корки. Осадки имеют мощность до 1 м, распределены равномерно по площади поля и покрывают 75–80% его поверхности. По результатам телепрофилирования и пробоотбора выделены следующие разновидности донных осадков.

Фоновые биогенные карбонатные осадки бежевого цвета имеют самое широкое распространение на площади участка. Они сложены птероподовыми, кокколитово-фораминиферовыми илами, содержащими темные осколки вулканического стекла размером до первых сантиметров, присутствие которых обусловлено вулканической деятельностью. Значения потенциометрических измерений их поровых вод близки к значениям морской воды (pH_{сред} = 7.8; Eh_{сред} = 253 мВ).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³ АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Ломоносов, Россия

<u>Металлоносные, коричнево-рыжие осадки</u> развиваются вдоль трещин в подстилающих базальтах; в виде круглых пятен на поверхности биогенных карбонатных осадков; формируют сплошные покровы.

Осадки с ярозитом ярко-жёлтой окраски приурочены к рудным телам.

Осадки с минералами группы атакамита имеют ярко-зелёную окраску, заметную при телепрофилировании.

Осадки, сложенные глауконит-нонтронитом, на видео имеют буроватозеленоватый цвет.

На станции 46L036g были отобраны колонка ненарушенного осадка мощностью 52 см и нарушенный осадок в непосредственной близости от колонки. В поверхностном слое поднятой пробы донного материала, в изобилии присутствовали реликты фауны.



Рис. 1. Экспериментальные дифрактограммы (черные линии), полученные от ориентированных препаратов (фр. <0.001 мм) исследованных образцов в насыщенном этиленгликолем состоянии, сравниваются с дифракционными картинами (красные линии), рассчитанными для моделей смешанослойных структур, параметры которых приведены в табл. 1. Буквами П и Я показаны рефлексы пирита и ярозита соответственно

Верхний слой (0–9 см), вероятно, был нарушен при пробоотборе и включал в себя большое количество обломков гидроксидно-железистых корок. В каждом выделенном слое проводилось прямое измерение pH и Eh через каждые 5 см мощности. Значения pH и Eh поровых вод изучаемой колонки смещены в кислую и восстановительные области (pH_{сред} = 7.3; Eh_{сред} = -24 мB) относительно этих значений в фоновых колонках, и могут свидетельствовать о влиянии гидротермальных процессов [1].

Рентгеновское исследование валовых образцов осадка позволяет охарактеризовать их как неупорядоченные слюда-смектитовые образования с сульфидами, а также ярозитом в нижних горизонтах колонки (27–37 и 37–50 см). Изучение ориентированных препаратов глинистых минералов (фракция <0.001 мм) проводилось в сочетании с моделированием экспериментальных дифракционных картин [2]. Применение данного метода к изученным образцам показало, что они представлены практически одной смешанослойной фазой, в структуре которой почти неупорядоченно чередуются слюдистые и смектитовые слои, и небольшой примесью каолинита (1–3%) (рис. 1). Примерно равное соотношение катионов (Al+Mg) и Fe в 2:1 октаэдрах свидетельствует о глауконит-нонтронитовой структуре минералов [3]. Кроме того, в структуре глауконит-нонтронитов из нижней (27–50 см) и верхней (0–9 см) частей разреза существенно увеличивается содержание слюдистого компонента, примерно на 20%, по отношению к образцам из средней (9–27 см) его части (табл. 1), при этом схожее

Таблица 1

Структурные параметры смешанослойных минералов глауконит-нонтронит, установленные моделированием их дифракционных картин, полученных для насыщенных этиленгликолем препаратов (фракции <0.001 мм)

Интер- вал (см)	Высоты слоев в смешано- слойном слюда- смектите h _{сл} : h _{см} (Å)	Соотношение слюдистых и смектитовых слоев W _{сл} : W _{см}	Среднее число слоев в кри- сталлах	Содержание катио- нов в октаэдрах 2:1 слоев (в формуль- ных единицах)	
				Al, Mg	Fe ³⁺ , Fe ²⁺
0–9	9.98 : 16.90	0.46 : 0.54	4.5	2.0	2.0
9–17	9.98 : 16.95	0.31 : 0.69	4.0	2.7	1.3
17–27	9.98 : 16.90	0.32 : 0.68	5.0	2.3	1.7
27–37	9.99 : 16.90	0.52 : 0.48	6.0	2.3	1.7
37–50	9.99 : 16.90	0.52 : 0.48	6.0	2.3	1.7

содержание катионов во всех образцах говорит об одинаковом составе первичного материла.

Увеличение слюдистого компонента вниз по разрезу может быть связано с постседиментационными изменениями вулканогенного материала разных этапов вулканической деятельности, или усилением бактериальной активности [4], а также с воздействием гидротермального флюида на нижние горизонты осадка [5]. Последнее подтверждается пониженными значениями pH и Eh поровых вод осадка [1].

Таким образом, в осадочном чехле гидротермального поля Пюи де Фоль выделены 5 типов осадка, и впервые для данного сектора САХ установлены и продиагностированы глубоководные глауконит-нонтронитовые отложения, изучение процесса формирования которых важно для понимания условий современного рудообразования.

Работа выполнена в рамках тем госзадания ГИН РАН FMMG-2023-0008 и госзадания ИО РАН им. П.П. Ширшова FMWE-2024-0020.

Литература

1. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др. Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта (19–20° с.ш.) // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 5. С. 387– 408.

2. Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illitesmectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile modelling // Clays Clay Miner. 1999. V. 47(5). P. 555–566.

3. Дриц В.А, Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 19–33.

4. *Baldermann A., Warr L.N., Grathoff G.H., Dietzel M.* The rate and mechanism of deep-sea glauconite formation at the Ivory Coast-Ghana marginal ridge // Clays Clay Miner. 2013. V. 61(3). P. 258–276.

5. *Buatier M., Honnorez J., Ehret G.* Fe-smectite-glauconite transition in hydrothermal green clays from the Galapagos spreading center // Clays Clay Miner. 1989. V. 37(6). P. 532–541.

Референтные геохимические объекты (глинистые породы и песчаники) на ряде дискриминантных диаграмм: как это выглядит?

Ранее [1 и ссылки там] мы уже отмечали, что данные о содержании породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов во взвешенном материале крупных рек мира, лессе и гляциальных отложениях играют важную роль при построении различных геоло-геохимических моделей, т.е. выступают в качестве референтных геохимических объектов. К числу последних принадлежат также такие широко используемые при различных литогеохимических реконструкциях/разнообразных нормировках и т.п. операциях «стандарты», как NASC, ES, PAAS, RPSC, ARSL, AL, MUQ, SSWR, WRAC, WRAS, архейский и протерозойский кратонные сланцы [5], палеозойский платформенный глинистый сланец, мезо-кайнозойские геосинклинальная или орогенная глины, позднепротерозойские платформенный и орогенный песчаники, алевропесчаные породы осадочного чехла Русской платформы и мн.др. [4].

Зададимся, однако, вопросом – как фигуративные точки указанных референтных объектов распределяются на различных дискриминантных диаграммах, используемых при расшифровке состава комплексов породпалеоводосборов и палеогеодинамических обстановок накопления осадочных толщ? Так как не для всех из названных объектов в литературе есть данные о содержании как породообразующих оксидов, так и редких и рассеянных элементов, то далее мы используем только диаграммы с содержанием и/или соотношением оксидов или основанными на них дискриминантными функциями. При сопоставлении особенностей распределения точек глинистых пород и песчаников не будем забывать, что первые позволяют судить о составе пород значительно более обширных территорий, чем вторые (локальные источники кластики).

Глинистые породы. На диаграмме Al₂O₃-TiO₂ [6] все референтные объекты представляются смесями продуктов разрушения основных и кислых магматических пород (рис. 1а). Наибольшая доля продуктов размыва последних присутствует в архейских и протерозойских кратонных сланцах К. Конди и позднепротерозойских платформенных глинистых породах А.Б. Ронова с соавторами. Это же свойственно WRAC и NASC, тогда как

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия





доля тонкой основной алюмосиликокластики выше, по-видимому, в PAAS и, особенно, в RPSC.

Несколько по-иному распределены точки референтных объектов на диаграмме F1–F2 [7] (рис. 16). В поле составов, сформированных в основном за счет размыва основных магматических пород, здесь попадают только точки WRAC и MUQ. Последняя тяготеет к подобному полю и по соотношению Al_2O_3 и TiO₂. Подавляющее большинство других фигуративных точек локализовано в области осадочных субстратов или у границы ее и поля кислых магматических пород. Точки мезо-кайнозойских платформенных и орогенных глин находятся в поле средних магматических субстратов-источников тонкой алюмосиликокластики (тут, как и везде, не следует забывать о том, что размеры условных значков выбраны произвольно). Таким образом, большинство рассматриваемых нами референтных объектов – это продукты эрозии геохимически достаточно зрелых субстратов.

На диаграмме DF1–DF2 [8] все 16 референтных объектов образуют весьма компактную группу в поле коллизионных составов или на границе последнего с полем составов, сформированных в рифтогенных обстановках (рис. 1в). Не следует, однако, забывать, что поля платформенных обстановок на данной диаграмме просто нет, соответственно кратонные К. Конди [5] и платформенные А.Б. Ронова с соавторами [4] глинистые породы попадают в иное, явно не свойственное им поле. Геосинклинальные глины А.Б. Ронова с соавторами [4], различного возраста, место которым, казалось бы, в островодужном поле, также сосредоточены в поле коллизионных составов.

Песчаные породы. Подавляющее большинство фигуративных точек референтных для песчаников объектов на диаграмме F1–F2 находится в поле составов, сформированных из продуктов эрозии осадочных пород. Это касается даже кратонных песчаников архея, источниками обломочного материала для которых осадочных образования могли быть в минимальной степени (рис. 2а). Исключения из сказанного – все точки граувакк, а также точки песчаников орогенных областей фанерозоя и геосинклинальных песчаников палеозоя.

Для диаграммы (Fe₂O₃*+MgO)–Al₂O₃/SiO₂ (Bhatia, 1983) свойственна существенная и логически понятная дифференциация положения референтных точек песчаников (рис. 2б). Все точки граувакк К. Конди [5] локализованы на ней в поле составов, сформированных за счет размыва пород, выдвинутых в океан островодужных ассоциаций. Точки кратонных песчаников К. Конди с возрастом от архея до н.в. сосредоточены у поля пассивных континентальных окраин. В то же время фигуративные точки платформенных песчаников верхнего протерозоя-кайнозоя А.Б. Ронова и др. [4] – казалось бы, аналогов кратонных песчаников К. Конди,



Рис. 2. Положение фигуративных точек различных референтных объектов (песчаники) на диаграммах F1–F2 (a), (Fe₂O₃*+MgO)–Al₂O₃/SiO₂ (б) и DF1–DF2 (в).

то же, палеозойский; 9 – то же, мезо-кайнозойский; 10 – позднепротерозойский геосинклинальный песчаник; 11 – то же, 1 – позднеархейские граувакки; 2 – то же, позднепротерозойские; 3 – то же мезо-кайнозойские; 4 – архейский кратонный песчаник; 5 – то же, протерозойский; 6 – то же, фанерозойский; 7 – позднепротерозойский платформенный песчаник; 8 – палеозойский; 12 – то же, мезо-кайнозойский; 13 – позднепротерозойский орогенный песчаник; 14 – то же, палеозойский;

15 – то же, мезо-кайнозойский; 16 – алевропесчаные породы Русской платформы, верхний рифей-квартер

тяготеют к полю составов, сложенных продуктами размыва пород активных континентальных окраин. Примерно такая же позиция свойственна точке усредненного состава алевропесчаных пород осадочного чехла Русской платформы [3]. Орогенные песчаники позднего протерозоя обладают заметно меньшими величинами и (Fe₂O₃*+MgO) и Al₂O₃/SiO₂, чем такие же песчаники палеозоя и мезо-кайнозоя. В результате положение их фигуративных точек на рассматриваемом графике несколько различается. Это же характерно и для песчаников платформенных обстановок.

На диаграмме DF1–DF2 описанная выше дифференциация положения точек различных референтных песчаников практически исчезает (см. рис. 2в). К полю составов островодужных обстановок на данном графике более или менее определенно принадлежат все точки граувакк К. Конди [5]. Фигуративные точки остальных референтных песчаников находятся либо у точки схождения границ полей диаграммы, либо в поле коллизионных составов. С учетом того, что при разработке данной диаграммы химические составы обломочных пород платформенных/кратонных обстановок не были приняты во внимание, вряд ли можно ожидать, что при исследовании песчаников подобного типа мы можем получить корректные результаты.

Подводя итог всему сказанному выше, можно отметить, что положение фигуративных точек референтных для глинистых пород и песчаников объектов на ряде широко используемых в настоящее время для расшифровки состава источников обломочного материала и палеогеодинамических обстановок накопления осадочных толщ диаграмм не всегда позволяет сделать достаточно корректные выводы. Как это ни удивительно, но диаграммы первого поколения (см. [2]) в данном случае «работают» как будто бы лучше, т.е. позволяют получить более дифференцированную картину, чем более изощренно разработанные диаграммы второго поколения и их разновидности.

Литература

1. *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.

2. *Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др.* Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.

3. *Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 790–803.

4. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

5. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

6. *McLennan S.M., Fryer B. J., Young G.M.* The geochemistry of the carbonate rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. P. 230–239.

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

8. 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. 117–180.

П.В. Медведев¹, Н.И. Кондрашова¹

Основные черты карбонатонакопления в палеопротерозойское время на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита

Пик карбонатонакопления на Карельском кратоне в палеопротерозое происходил в интервале 2.1–2.0 млрд лет назад в позденятулийское и раннелюдиковийское время. Подавляющее большинство карбонатных пород приурочено к онежскому (ятулийский надгоризонт) и низам заонежского (людиковийский надгоризонт) горизонтов региональной стратиграфической шкалы [1].

Наиболее крупные остатки палеобассейнов карбонатонакопления сохранились на юго-востоке и северо-западе Карельского кратона, соответственно Северо-Онежский и Пана-Куолаярвинский синклинории. Северо-Онежский синклинорий охватывает северо-западную часть Онежского озера и прилегающие территории. Это самая крупная палеопротерозойская структура на Карельском кратоне [2]. Мощность карбонатных пород (преимущественно доломитов) здесь составляет около 800 м.

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводский гос. университет, Петрозаводск, Россия

Их возраст определён Pb-Pb методом по породе и равен 2090±70 млн лет [3]. Карбонатные породы онежского горизонта ятулия формировались в мелководных условиях, часто с расчлененной топографией морского дна и существованием эвапоритовых обстановок осадконакопления [4]. Указанием на высокую скорость испарения в Онежском бассейне являются находки псевдоморфоз по соли и гипсу, находки ангидрита и галита в ятулийских осадочных породах. Изотопные данные по углероду и кислороду онежских карбонатных пород не противоречат выводам, сделанным на основе литологических данных: осадконакопление в позднем ятулии происходило в мелководных эвапоритовых бассейнах [5]. Пана-Куолаярвинский синклинорий, общей площадью около 7.5 тыс. км², занимает северо-западную часть Карельского кратона. Он расположен на стыке Беломорского подвижного пояса (с востока и северо-востока), Карельского кратона (на юге) и выступа Свекофеннского складчатого пояса (на западе) [6].

В ятулийских карбонатных породах зафиксирована положительная аномалия изотопно тяжелого углерода Ломагунди-ятулий (в среднем +10% $\delta^{13}C_{kap6}$). Аномалия глобальная, она является индикатором вероятного окислительного события в верхней мантии, эндогенные последствия которого завершились к началу людиковия. Наиболее высокие значения $\delta^{13}C_{kap6}$ приурочены к эвапоритовым прибрежно-морским фациям с обилием цианобактериальных построек (строматолитов и онколитов) [7]. Это характерно для бассейнов центральной и южной частей Карельского кратона, в то время как на северо-западе карбонатонакопление происходило в открыто-морских условиях. Полученные нами геохимические характеристики карбонатных пород приводят к таким же фациальным выводам [8]. В Онежском и Пана-Куолаярвинском бассейнах седиментации содержание кислорода было близко к границе перехода от дизоксидных к окислительным условиям.

В процессе эволюции Карельского кратона в палеопротерозое (от ятулия к людиковию) происходило увеличение площади и углубление бассейнов карбонатонакопления, что отражается в постепенной смене вверх по разрезу песчанистых доломитов глинистыми разностями вплоть до появления мергелей. Одновременно возрастало поступление эндогенного материала, возможно, туфогенного, что указывает на возрастание магматической активности к людиковию. Смена мелководных эвапоритовых фаций более глубоководными открыто-морскими при переходе от ятулия к людиковию подтверждается и значениями Sr/Sr отношений [9].

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

1. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

3. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

4. *Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A.T., Lepland A.* Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events // Earth-Sci. Rev. 2015. V. 147. P. 65–98.

5. *Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V.* Extreme ¹³C_{carb} enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite -«red beds» association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999. V. 48. P. 71–120.

6. *Куликов В.С., Куликова В.В.* Куолаярвинский синклинорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 28–38.

7. *Prave A.R., Kirsimae K., Lepland A. et al.* The grandest of them all: the Lomagundi–Jatuli Event and Earth's oxygenation // J. Geol. Soc. London. 2022. V. 179. https://doi.org/10.1144/jgs2021-036

8. Кондрашова Н.И., Медведев П.В. Геохимические маркеры как дополнительный инструмент палеогеографических реконструкций в палеопротерозое (на примере строматолитовых доломитов Онежской структуры, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Геология Докембрия. 2020. № 2. С. 66–83.

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

Источники сноса среднедевонских-раннепермских терригенных отложений Южно-Татарского свода

В ходе анализа терригенных отложений осадочного чехла Южно-Татарского свода (ЮТС) Восточно-Европейской платформы (ВЕП) были получены данные о минеральном составе и U-Pb датировки детритового циркона из песчаников живетского яруса и пашийского горизонта среднего отдела девонской системы, тиманского (кыновского) горизонта верхнего отдела девонской системы, бобриковского и верейского горизонтов нижнего и среднего отделов каменноугольной системы, а также уфимского яруса пермской системы.

Породы средне-, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста характеризуются преимущественно кварцевым составом, хорошей сортировкой и высокой окатанностью обломочного материала. Минеральный состав тяжелой фракции охарактеризован рутилом, анатазом, цирконом и турмалином. Подобный набор минералов может свидетельствовать о длительном, многостадийном переносе обломочного материала и, вероятнее всего, кислом составе исходных магматических пород, подверженных длительному периоду выветривания [9].

Образец среднекаменноугольного возраста значительно отличается от более древних пород. В его составе, помимо кварца, присутствуют полевые шпаты, кальцит, различные акцессорные и рудные минералы. Материал плохо сортирован, зерна имеют полуокатанный и угловатый характер. Отмечается присутствие фаунистических остатков. Также наблюдается широкое разнообразие минералов тяжелой фракции. Отмечается наличие как устойчивых (циркон, рутил, турмалин), так и подверженных (апатит, эпидот, биотит) разрушению минералов [9]. Все эти особенности состава могут указывать на близость и разнообразие источников обломочного материала.

Образец пермского возраста также обладает рядом особенностей, отличающих его от остальных проб. Кварцевый состав, окатанные зерна и преобладание анатаза и циркона в составе тяжелой фракции предполагают длительность и многостадийность переноса обломочного материала. Вероятно, источниками обломочного материала служили кислые магматические породы.

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Результаты U-Pb датирования детритового циркона девонских и раннекаменноугольных образцов показывают, что источниками сноса являлись преимущественно докембрийские комплексы, в них преобладают цирконы мезо-палеопротерозойского и нео-мезоархейского возрастов. Высокая степень окатанности зерен свидетельствует о дальнем переносе детритового материала. Зерна циркона характеризуются сложным внутренним строением и признаками метамиктизации, что свойственно метаморфическому и гидротермально изменённому циркону. Реже встречаются зерна циркона с осцилляторной, полосчатой и секториальной зональностью, которые можно отнести к магматическим.

По данным U-Pb датирования образца среднекаменноугольного возраста, в источниках сноса преобладали палеозойские комплексы с доминированием циркона каменноугольного, ордовикского и кембрийского возрастов, а также комплексы с цирконом неопротерозойского возраста. Зерна мезо-палеопротерозойского и архейского возраста встречаются редко. Палеозойские и неопротерозойские зерна циркона имеют среднюю и низкую степень окатанности, большинство обладает удлинённопризматической формой, полосчатой и осцилляторной зональностью, реже – сложным внутренним строением. Вероятно, большинство этих зерен имеет магматическое происхождение. В то же время, зерна мезопалеопротерозойского и архейского циркона хорошо окатаны, имеют сложное внутреннее строение и признаки метамиктизации.

Данные U-Pb датирования образца пермского возраста позволили выделить молодую и древнюю группы источников сноса. В молодой группе преобладает циркон раннекаменноугольного возраста, формирующий выраженный возрастной пик. Такие зерна имеют среднюю и низкую степень окатанности, преимущественно осцилляторную зональность и, вероятно, магматическое происхождение. Протерозойский циркон демонстрирует широкое возрастное распределение, высокую степень окатанности, сложное внутреннее строение и признаки метамиктизации, что может свидетельствовать как о магматическом, так и о метаморфическом происхождении исследованных зерен.

Согласно [4, 10–12], в девон-раннекаменноугольное время основное направление сноса детритового материала в осадочный бассейн было юго-восточным. Здесь наблюдается нормальный фациальный ряд, переходящий от области сноса (суши) и континентально-дельтовых обстановок через мелководный морской бассейн с различной солёностью – к континентальному склону, и далее к океаническим условиям: преддуговому прогибу, островным дугам и задуговому бассейну Уральского палеоокеана. Бассейн ЮТС находился на значительном расстоянии (500–1000 км) как от предполагаемой береговой линии, так и от границы континентального склона (активной окраины).

На основании опубликованных данных и собственных исследований, основным источником сноса пород среднедевонского – раннекаменноугольного возраста могла быть Фенноскандия [5, 7]. В московскопозднекаменноугольное время произошёл рост Уральского орогена [3], что привело к изменению питающих провинций для отложений верейского горизонта среднего карбона. Направление сноса изменилось, и породы Урала стали доминирующим источником детритового материала [2, 3, 6]. Для пород пермского возраста возможно определение как древнего, так и молодого источников сноса, что вероятнее всего свидетельствует о поступлении обломочного материала как магматических, так и осадочных пород Уральского орогена. Можно предположить, что терригенные отложения ашинской серии южного сегмента Западно-Уральской мегазоны могли послужить в качестве вторичного источника мезопротерозойских цирконов [1].

Работа выполнена за счет гранта Республики Татарстан, предоставленного молодым ученым и молодежным научным коллективам на проведение научных исследований в наиболее перспективных и значимых для развития Республики Татарстан областях.

Литература

1. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

2. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др. Цирконология рутиловых эклогитов Максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.

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

4. Силантьев В.В., Валидов М.Ф., Мифтахутдинова Д.Н. и др. Модель осадконакопления пашийского горизонта (терригенная толща девона) Южно-Татарского свода Волго-Уральской нефтегазоносной провинци // Георесурсы. 2022. Т. 24. № 4. С. 12–39.

5. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1995. 211 с.

6. Удоратина О.В., Куликова К.В., Шуйский А.С. и др. Гранитоидный магматизм Севера Урала: U-Pb возраст, эволюция, источники. // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 287–309.

7. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 606 с.

8. Чистякова А.В., Веселовский, Р.В., Семенова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

9. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. Пособие, М.: ЭСЛАН, 2008, 356 с.

10. *Golonka J., Kiessling W.*, Phanerozoic time scale and definition of time slices / Phanerozoic Reef Patterns / Eds W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka // SEPM Spec. Pub. 2002. V. 72. P. 11–20.

11. *Golonka J*. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics // Global and Planetary Change. 2020. V. 186. P. 1–19.

12. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 23–63.

В.П. Молчанов¹, А.Н. Голич¹, Д.В. Тихомиров¹

Природа углеродизации металлоносных ультрабазит-базитов Сихотэ-Алиня (Приморье)

На юге Дальнего Востока России выявлен новый перспективный тип источников стратегических и критически важных металлов (титана, золота, платины, ниобия, гафния, меди, сурьмы и т.д.) – комплексные руды и россыпи, пространственно и генетически связанные с позднемезозойскими (сеноманскими?) синорогенными интрузиями ультрабазит-базитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса [1]. Ультрабазит-базитовые интрузии внедрились в аккреционную призму с турбидито-меланжевым матриксом средне-позднеюрского возраста и конседиметационными включениями палеозойских и триасовых ленточных кремней, раннеюрских аргиллитов и палеозойских известняков (Самаркинский террейн) [2–4].

Объектами детальных минералого-геохимических и изотопно-геохимических стали четыре относительно крупных массива ультрабазитбазитов в северной части региона (с севера-на юг): Черемшанский, Водораздельный, Ариадненский и Кокшаровский. Минералогические иссле-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
дования проведены с применением методов оптической, сканирующей (EVO-500XVP) и электронно-зондовой (Jeol Superprobe JXA 8100) микроскопии. Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [5]. Изотопный анализ углерода в магматических породах выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [6]. Воспроизводимость метода составляет $\pm 0.1\%$.

Отличительной чертой изученных объектов является присутствие золото-платиноидной и золото-ильменитовой минерализации, а также довольно высокая степень углеродизации (до 1.5 мас.% в породах Ариадненского и Кокшаровского массивов; 0.6 мас.% – Черемшанского и Водораздельного). Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить углеродистое вещество ультрабазит-базитов, а точнее изотопный состав углерода.

Как показал изотопно-углеродный анализ, изученные ультраосновные и основные породы характеризуются широким диапазонном колебаний δ^{13} С. Так, изотопный состав углерода ультрабазитов Ариадненского и Кокшаровского массивов меняется в диапазоне величин δ^{13} С от –24.3 до –26.0‰. При этом базиты содержат углерод, обогащенный тяжелым изотопом δ^{13} С от –12.7 до –15.6‰.

Для выяснения природы рудного вещества, партия проб ультраосновных пород с повышенными концентрациями Au (свыше 1.0 г/т) прошла обогащение флотационным методом. При этом в качестве вспенивателя использовали сосновое масло, а в качестве собирателя – длинноцепочечный амин. Установлено, что в пенном продукте значения δ^{13} С меняются в пределах от –24.1 до –26.6‰, что близко к изотопным отношениям в углеродсодержащих терригенных породах юга Дальнего Востока, укладываясь в рамки значений биогенного углерода [7]. Изотопные характеристики δ^{13} С углерода камерного продукта, где концентрируются минералы благородных металлов, сдвинуты в область низких значений δ^{13} С (от –13.2 до –15.9‰), близкую изотопному составу углеродистого вещества базитов и соответствующую мантийному источнику или частично контаминированному мантийному источнику углерода [8].

Полученные данные по изотопии углерода ультрабазитов позволяют предполагать, что в формировании сингенетичной им рудной минерализации участвовали по меньшей мере два изотопно-контрастных источника: флюиды мантийного происхождения и осадочные породы с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода (δ^{13} C от –13.2 до –26.6‰) отражают различный вклад биогенного

углерода [7]. В любом случае, одним из главных поставщиков углерода при формировании рудного вещества были глубинные флюидные потоки. Дополнительное их обогащение рудными компонентами произошло в результате взаимодействия с коровыми породами, обогащенными органическим веществом. Ассоциация углеродистого вещества с благородными металлами в ультрабазит-базитах, производная этих процессов, может служить в качестве поискового критерия для обнаружения промышленноперспективных источников стратегических металлов.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (https://rscf.ru/project/23-17-00093).

Литература

1. Ханчук А.И., Молчанов В.П. Рудоносность позднемезозойского Ариадненского массива ультрабазитов, базитов и гранитоидов (Сихоте-Алинский орогенный пояс). Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 5–19.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

4. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.

5. *Ivannikov S.I., Markin N.S., Zheleznov V.V.* Determination of uranium in solutions by the neutron activation analysis method with ²⁵²Cf radionuclide neutron source // Nuclear Technology and Radiation Protection. 2021. V. 36(1). P. 12–17.

6. Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Рейзе М.В., Кияшко С.И. Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // Масс-спектрометрия. 2006. Т. 3. № 3. С. 169–174.

7. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Berlin: Springer, 2015. 402 p.

8. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Жмодик С.М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. 2004. № 4. С. 355–360.

Геохимические особенности раннепалеозойских терригенных пород чехла юго-западной части Сибирской платформы

Исследования раннепалеозойских терригенных пород, распространенных в южной части чехла Сибирской платформы (СП), представляют особый научный интерес, так как именно на этот возрастной интервал приходятся масштабные аккреционно-коллизионные события, связанные с закрытием Палеоазиатского океана и формированием структуры северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). В ходе этих орогенных процессов произошло общее поднятие территории СП, сопровождавшееся регрессией моря, что способствовало накоплению преимущественно терригенных отложений чехла СП [1–4]. Основная задача исследования заключается в изучении вещественных характеристик раннепалеозойских терригенных пород с целью их генетической типизации и определения состава пород в области источников обломочного материала, с последующей расшифровкой основных этапов эволюции южной окраины СП и ЦАСП на рассматриваемом временном интервале.

В юго-западной части СП раннепалеозойские отложения, представленные терригенными породами бадарановской (O_2), братской (O_3), балтуринской (S_1) и кежемской свит (S_1), были изучены в Чунском и Тайшетском районах Иркутской области. Большинство изученных образцов являются слабосцементированными песчаниками, что затрудняет изучение их минеральных составов с помощью петрографических исследований шлифов, поэтому выводы данной работы основываются преимущественно на петрохимических классификациях, в основу которых положены концентрации основных петрогенных оксидов, в том числе на классификационных диаграммах А.Н. Неелова [5], О.М. Розена с соавторами [6] и А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [7].

В соответствии с классификацией песчаников по методике А.Н. Неелова [5], проанализированные образцы бадарановской свиты соответствуют олигомиктовым песчаникам, а породы балтуринской свиты относятся к кварцевым песчаникам. Большинство образцов кежемской свиты классифицируются как полимиктовые и олигомиктовые песчаники, однако часть образцов кежемской свиты характеризуется пониженными концентрациями SiO₂ и повышенными содержаниями CaO и CO₂ и классифицируются

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; motova@crust.irk.ru

как известковистые олигомиктовые и полимиктовые песчаники. Породы братской свиты обнаруживают варьирующиеся концентрации SiO₂ и повышенные содержания CaO и CO₂ и соответствуют по составу известковистым олигомиктовым и полимиктовым песчаникам.

С помощью программы MINLITH [6] для всех проанализированных раннепалеозойских песчаников был рассчитан вероятный нормативный состав. В усредненном минеральном составе песчаников балтуринской свиты преобладает кварц (~83%), полевые шпаты (~7%) и глинистые минералы, преимущественно иллит (~5%). В песчаниках бадарановской свиты преобладает кварц (~75%), глинистые минералы, преимущественно иллит (16%) и полевые шпаты (~3%). В расчетном минеральном составе полимиктовых и олигомиктовых песчаников и алевролитов кежемской свиты преобладает кварц (~44%), полевые шпаты (~37%) и глинистый минерал (иллит ~12%). В составе известковистых песчаников кежемской свиты отмечаются обломочные (кварц ~36%, полевые шпаты ~16%, глинистые минералы – иллит и хлорит ~18%) и карбонатные (~27%) минералы, преимущественно кальцит, реже доломит и анкерит. В расчетном минеральном составе известковистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников братской свиты преобладают обломочные кварц (~54%), полевые шпаты (~10%) и глинистый минерал – иллит (~6%). Карбонатные минералы (~28%) представлены преимущественно кальцитом и доломитом, реже анкеритом. На треугольной диаграмме полевые шпаты – глинистые минералы – кварц [7], построенной с использованием расчетных нормативных составов, фигуративные точки терригенных пород балтуринской и бадарановской свит попали в поле кварцевых песчаников, а точки составов песчаников кежемской свиты в поле аркозов. Количественное соотношение расчетных нормативных составов известковистых песчаников кежемской и братской свит на диаграмме карбонаты – глинистые минералы – кварц+полевые шпаты, указывают на то, что они относятся к группе терригенных пород, позволяют классифицировать их как известковосиликатные породы с низким содержанием карбонатов (<30%) [7].

Треугольная диаграмма Fe_2O_3 +FeO+MgO+MnO+TiO₂ – SiO₂ –Al₂O₃+ CaO+Na₂O+K₂O [8], имеет ограничения в классификации известковистых терригенных пород. Следовательно, применение данной диаграммы возможно только для песчаников бадарановской и балтуринской свит, фигуративные точки которых попадают в поле кварцевых песчаников на данной диаграмме, а также полимиктовых и олигомиктовых песчаников кежемской свиты, составы которых соответствуют по этой классификации полимиктовым песчаникам.

Все проанализированные раннепалеозойские песчаники обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 6.3–11.0 (бадарановская свита); 6.9–16.8 (братская свита); 11.3–17.6 (балтуринская

свита); 6.9–16.4 (кежемская свита)). Для всех изученных песчаников отмечается наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.6–0.7 (бадарановская свита); 0.7–0.8 (братская свита); 0.6–0.8 (балтуринская свита); 0.6–0.8 (кежемская свита)), что в совокупности с концентрациями Th, La, Sc, Zr и Hf в этих породах, свидетельствует о преобладании кислых магматических пород в области источника [9–11].

Таким образом, вещественные составы раннепалеозойских песчаников бадарановской (O_2), братской (O_3), балтуринской (S_1) и кежемской свит (S_1), распространенных на юго-западе СП, указывают на кислый состав пород в области их источника. Новые данные, а также полученные ранее результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из этих песчаников [12–14], позволяют предположить, что в раннепалеозойский осадочный бассейн седиментации обломочный материал поступал за счет разрушения пород архей-раннепротерозойских выступов фундамента СП, включая постколлизионные гранитоиды Южно-Сибирского магматического пояса [15], а также раннепалеозойских метаморфических и магматических пород, преимущественно гранитоидов, образование которых связано с аккреционно-коллизионными событиями становления структуры северного сегмента ЦАСП вдоль южной окраины СП [3, 15].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, https://rscf.ru/project/23-17-00196/

Литература

13. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

14. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.

15. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M.* Palaeozoic – Mesozoic geology and tectonics of the western Transbaikalian segment of the Central Asian Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt: Geology, Evolution, Tectonics, and Models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Bortraeger Science Publishers, 2015. P. 154–183.

16. *Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V., Khubanov V.B.* Cambrian/ Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 8. P. 100107. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107

17. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

18. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа МINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

19. Розен О.М., Аббясов А.А., Аксаментова Н.В. и др. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 400 с.

20. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-геозхимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

21. *McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soci. Amer. Spec. Pap. 1993. V. 248. P. 21–40.

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

23. *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: frame-work mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. (London). 1987. V. 144 (4). P. 531–542.

24. *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Y.* Detrital Zircon Provenance of Early Palaeozoic Sediments at the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Insights from U-Pb Geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 82. P. 115–123.

25. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мотова З.Л., Хубанов В.Б. U–Pb-возраст детритового циркона из палеозойских осадочных толщ юго-запада Сибирской платформы: свидетельство палеопротерозойского и раннепалеозойского орогенных событий // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 18–23.

26. Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. Возраст и источники вещества раннепалеозойских терригенных пород чехла юго-западной окраины Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 22. 15–19 октября 2024 г. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2024. С. 233–236.

27. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P.* Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. P. 106447.

28. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. 300 с.

Стадийность формирования битуминозных песчаников на западном склоне Южно-Татарского свода

На границе Предуральского прогиба и востока Русской плиты распространены отложения шешминского горизонта уфимского яруса ранней перми. В пределах западного склона Южно-Татарского свода песчаники и рыхлые пески шешминского горизонта являются резервуаром для природных битумов. Горизонт делится на нижнюю (песчано-глинистую) и верхнюю (песчаную) пачки, которые залегают на размытой поверхности сакмарского яруса и перекрываются пачкой «лингуловых глин» раннеказанского возраста [1]. Последняя выступает в роли флюидоупоров для природных битумов. Продуктивные битумные залежи образуют субпараллельные цепочки куполообразных тел, вытянутых вдоль долины р. Шешма. Подобная морфология песчаных тел и причины деления шемшинского горизонта на две пачки являются дискуссионными, а актуальность их решения связана с наибольшей битумонасыщенностью пород верхней пачки.

Шешминские песчаники кварц-граувакковые, разнозернистые с преобладанием средней и мелкозернистой фракций. Степень битумонасыщенности пород зависит от гранулометрического состава. Так, мелкозернистые разности (0.25–0.1 мм) характеризуются средней (5–10%) и интенсивной (более 10%) битумонасыщенностью. Пустотно-поровое пространство битумонасыщенных отложений представлено системой сообщающихся пор с повышением количества пор при уменьшении их размера.

Шешминский горизонт на востоке Русской плиты фациально изменчив и разнообразен по обстановкам осадконакопления [2]. Это прибрежнобассейновые (песчано-алевритово-пелитовые отложения), внутрибассейновые дельтовые (песчано-глинистые отложения), бассейновые (песчаноглинистые, существенно глинистые, терригенно-карбонатные отложения), лагунные (сульфатно-терригенные отложения) образования, а также предгорная зона неустойчивой прибережно-бассейновой седиментации. По нашему мнению, песчанистые отложения Южно-Татарского свода расположены на крайнем западе распространения шешминского горизонта и сформировались за счет эолового воздействия на молассовые толщи, накопленные при сносе с палеоУрала терригенного материала [3].

Однако коллекторские свойства битумовмещающих пород связаны не только с условиями накопления осадков в конце раннепермской эпохи, но и с влиянием последующих постседиментационных и тектониче-

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

ских процессов. Так, при диагенетических и эпигенетических процессах сформировался карбонатный (кальцитовый) цемент. При тектонических активизациях происходило поэтапное внедрение (снизу вверх) углеводородных флюидов, а в спокойной тектонической обстановке формировались зоны водонефтяного контакта и крепкосцементированные песчаники мощностью 10–30 см [4]. Последние создают определенные проблемы при добыче природных битумов методом скважинного парогравитационного дренажа на Ашальчинском месторождении, т.к. препятствуют равномерному распространению паровой камеры в продуктивной толще. С кайнозойским (неоген-четвертичным) этапом связан заключительный этап переформирования битумных залежей и газовых шапок за счет перемещения долины р. Шешма под действием силы Кориолиса на 2–10 км с миграцией углеводородов [5].

Таким образом, геологическую историю формирования битуминозных отложений шешминского горизонта на западном склоне Южно-Татарского свода можно представить в виде следующих стадий.

Формирование в раннешешминское время песчано-глинистых отложений за счет сноса речными потоками обломочного материала с палео-Урала.

В позднешешминское время эоловые процессы привели к удалению из накопленных осадков глинистой компоненты; здесь сформировались песчаные линейные гряды.

В период от средней перми до неогена произошли процессы тектонической активизации, которые способствовали внедрению снизу вверх по ослабленным зонам углеводородных флюидов; образование известковистых крепкосцементированных песчаников.

В неогеновый и четвертичный периоды переформирование речных врезов, которое привело к процессам гипергенного разрушения углеводородных залежей с образованием битумных залежей в современной позиции.

Литература

1. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника / Гл. редактор Б.В. Буров. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

2. Сементовский Ю.В. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Казань: Тат. кн. изд-во, 1973. 256 с.

3. Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р. Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2019. Т. 161. Кн. 1. С. 128–140. 4. Муллакаев А.И., Делев А.Н., Усманов С.А. и др. Тектонические причины неравномерного распределения зон цементации в продуктивной части битуминозных песчаников шешминского горизонта Южно-Татарского свода // Нефтяное хозяйство. 2018. № 2. С. 23–25.

5. Муллакаев А.И., Сунгатуллин Р.Х. Влияние палеодолины р. Шешма на месторождения природных битумов в Республике Татарстан // Гетерогенность в осадочных системах. Материалы 14 Уральского литологического совещания (научной конференции). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2024. С. 134–136.

<u>Р.Э. Мусаэлян</u>¹, Б.А. Сахаров¹, Е.В. Щепетова¹

Новые данные о минеральном составе нижнехвалынских «шоколадных глин» Нижнего Поволжья

История хвалынского бассейна считается одной из самых динамичных в геологической летописи позднего плейстоцена. Крупная трансгрессия раннехвалынского времени, когда уровень моря повышался до отметок +50 м н.у.м., создала условия для накопления экзотической толщи, названной Е.В. Шанцером «шоколадными глинами» [1]. Она широко развита в Северном Прикаспии и долинах рек Урала и Волги в виде сплошного или прерывистого покрова, имеет мощности от первых до нескольких десятков метров и образована переслаиванием глин, алевритов и песков, различным по характеру в разных участках этой обширной площади. До сих пор существует неопределенность относительно обстановок осадконакопления и источников осаждавшегося в раннехвалынском море терригенного материала [2, 3]. Работ, в которых для решения этой проблемы используются литолого-минералогические методы, немного [4, 5, 6, 2]. Наш подход основан на изучении ассоциаций глинистых минералов, оценки их изменений в разрезах и на площади распространения «шоколадных глин». Благодаря высокой подвижности глинистых минералов, такой анализ может помочь выявить основные источники и маршруты их переноса. В настоящей работе проанализирован состав фракции ила (<1 мкм) как наиболее представительной для глинистых минералов.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Ранее одним из авторов были выполнены рентгенодифрактометрические исследования глинистой фракции (<1 мкм) из глинистых и алевропесчаных слоев двух известных разрезов толщи «шоколадных глин» в Нижнем Поволжье – Райгород и Средняя Ахтуба [7]. Для получения количественных данных о минеральном составе использовался метод Бискайя [8, 9]. Оценка процентных долей глинистых минералов этим методом выявила различия в глинистой фракции алевро-песчаных и глинистых прослоев. В алевритах преобладает смешанослойная фаза слюда-смектит, тогла как в глинистых породах – слюда. Это различие было выявлено в обоих разрезах, и сделано предположение о нескольких источниках сноса осадочного материала в исследованную часть палеобассейна, что согласовалось с данными других исследователей [2]. Однако метод Бискайя является весьма приближенным в оценке количественного содержания глинистых минералов, особенно для смешанослойных образований, поскольку он основан на простой геометрической аппроксимации пиков базальных отражений от различных фаз и не учитывает их профиль и рассеивающую способность. Более эффективным в этом отношении является метод моделирования экспериментальных дифракционных картин [10], применение которого для одного из изученных образцов показало совершенно иные количественные соотношения минеральных фаз, что и потребовало повторных исследований разрезов Райгород и Средняя Ахтуба с применением этого метода.

Исследованные разрезы вскрываются в двух обнажениях: Райгород (RG) – на правом берегу р. Волга, Средняя Ахтуба (SA) – на левом берегу р. Ахтуба, расположенных на расстоянии 12 км; дневные поверхности разрезов на высоте 13.68 м н.у.м. для Райгорода и 14.89 м н.у.м. для Средней Ахтубы. Анализировалась выборка (10) из общего числа (42) образцов, ранее изученных с применением метода Биская [7]. Выборка сформирована из образцов двух гранулометрически различных литотипов, с контрастным минеральным составом фракции ила [7]: группа 1 – образцы из прослоев глины: RG-5, 12, 14 и SA-9, 18, 23; группа 2 – из алевро-песчаных прослоев: RG-7, 15 и SA-5, 17.

Сравнение результатов двух методик определения процентной доли глинистых минералов в составе фракции, показало следующее. Образцы группы 1 (глины), рассчитанные по методике Биская, характеризуются резким преобладанием слюдистых минералов (в среднем 63%) над смешанослойной фазой слюда-смектит (в среднем – 20%). В образцах группы 2 иное соотношение: среднее содержание слюдистых минералов – 49%, смешанослойной фазы слюда-смектит – 41%. Количество хлорита и каолинита в обеих группах примерно одинаковое – 4–10% и 5–11% соответственно. Таким образом, видна четкая дифференциация между группами по преобладающим минералам.

По результатам применения метода моделирования экспериментальных дифрактограмм, были получены совершенно иные соотношения. В группе 1 (глины): смешанослойных слюда-смектитов – 72–80%, слюды – 5–12%, хлорита – 7–11%, каолинита – 3–9%. В группе 2: смешанослойных слюда-смектитов – 75–81%, слюды – 5–12%, хлорита – 2–10%, каолинита – 2–7%. Как видим, процентные доли глинистых минералов в двух группах очень близкие. Тем не менее, дифференция этих групп все же происходит, но отличия касаются только особенностей структуры смешанослойных образований.

В группе 1 (глины) слюда-смектитовая фаза представлена чередованием слюдистых и смектитовых слоев в соотношении 0.70:0.30, со средним числом слоев в кристаллах порядка 10–14. В группе 2 (алевро-песчаные прослои) смешанослойные образования представлены двумя различными по структурным характеристикам фазами: первая – с соотношением слюдистых и смектитовых слоев 0.62:0.38 и со средним числом слоев в кристаллах, равным 6, и вторая – с соотношением слюдистых и смектитовых слоев 0.30:0.70 и средним числом слоев в кристаллах, равным 4. Содержание октаэдрических катионов алюминия + магния и железа в 2:1 слоях глинистых минералов и содержание катионов калия в слюдистых межслоях во всех фазах групп 1 и 2 однотипны.

Таким образом, к сделанному ранее нами и другими исследователями предположению о разных источниках осадочного материала на основании количественных оценок методом Бискайя следует подходить с осторожностью, отдав предпочтение количественным соотношениям, полученным методом моделирования экспериментальных дифрактограмм.

Близкое сходство минерального состава и количественных соотношений глинистых минералов в образцах первой и второй групп, полученное этим методом, говорит о едином источнике сноса. Материал для глинистых и алевритовых прослоев поступал из одной и той же минералогической провинции и, по всей видимости, зависел только от гидродинамических глобальных (колебания уровня моря, деградация Феноскандского ледника [11]) и локальных (обстановки эстуария, лагун [12] и западин) факторов.

Однотипность по количеству слоев в кристаллах и содержанию катионов в смешанослойных фазах показывает, что они, скорее всего, образовались из одного материала. Первоначально в обоих типах прослоев присутствовали слюда-смектитовые образования с соотношением слоев 0.70:0.30, но в хорошо дренируемых, проницаемых алевро-песчаных прослоях они подверглись деградации [13] в раннем диагенезе [14] с образованием слюда-смектитовых фаз 0.68:0.32 и 0.30:0.70. Наличие двух фаз, равно как и разницу в соотношении слюда-смектитовых пакетов можно объяснить неоднородным воздействием локальных геохимических факторов на исходную смешанослойную фазу.

Выводы

Применение метода математического моделирования экспериментальных дифракционных картин показало значительные отличия от результатов, полученных методом Бискайя. В частности, методом моделирования установлено сходство количественных соотношений глинистых минералов в обеих группах проанализированных образцов, что указывает на единую питающую провинцию для исследованной части палеобассейна и противоречит ранее выдвинутым гипотезам о наличии нескольких источников.

Между глинистыми и алевро-песчаными прослоями прослеживается различие в степени преобразования слюда-смектитовой фазы. В глинистых прослоях она содержит 70% слюдистых слоев, тогда как в алевропесчаных содержание уменьшается до 68% и 30%. Мы связываем это с деградационными трансформациями слоистых силикатов в хорошо дренируемых и проницаемых алевро-песчаных прослоях.

Литература

1. Шанцер Е.В. Геологическое строение приволжской полосы Прикаспийской низменности // Тр. комплексной науч. экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 140–163.

2. *Макшаев Р.Р.* Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия // Автореф. дис. ... к.г.н. М.: МГУ. 2019.

3. *Ткач А.А.* Палеогеография Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене на основе изотопно-кислородного анализа остракод // Автореф. дис. ... к.г.м.н. М.: МГУ. 2023.

4. *Чистякова И.А.* Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комис. по изуч. Четвертич. периода. 2001. № 64. С. 60–69.

5. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А. и др. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 19–51.

6. *Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Ростовцева Ю.В. и др.* Шоколадные глины Северного Прикаспия. 2017.

7. Мусаэлян Р.Э., Лебедева М.П., Ростовцева Ю.В., Варламов Е.Б. Литолого-минералогическая характеристика нижнехвалынских шоколадных глин Нижней Волги (на примере разрезов Райгород и Средняя Ахтуба). Геоморфология. 2022. V. 53(3). С. 96–106.

8. *Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Amer.Spec. Bull. 1965. V. 76. P. 803.

9. Biscaye P.E. Distinction between chlorite and kaolinite in recent sediments by X-ray diffraction // Amer. Miner. 1964. V. 49. P. 1281.

10. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: 1976. 256 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 295).

11. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 45. P. 1–45.

12. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.

13. *Милло Ж*. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 360 с.

14. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975 (Тр ГИН АН СССР. Вып. 278).

К.И. Никашин¹, С.О. Зорина¹

Использование литолого-геохимических данных для решения стратиграфических задач (на примере верхней юры – нижнего мела северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба)

Важной частью региональных геологических исследований является обоснование и прослеживание границ местных стратиграфических подразделений. Для монотонно построенных осадочных толщ решение данной задачи бывает весьма проблематичным, примером чему может служить верхнеюрско-нижнемеловой разрез северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Местные подразделения – свиты и толщи – выделены в этом стратиграфическом интервале достаточно давно [1, 2], однако чётких критериев проведения их границ в унифицированных стратиграфических схемах предложено не было. Границы многих выделенных литостратонов визуально не выражены и могут быть установлены только по палеонтологическим данным, которые не всегда доступны.

Проведённые нами литолого-геохимические исследования показали, что для фиксации границ свит и толщ в рассматриваемом стратиграфическом интервале, а также для их детальной корреляции могут успешно

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

применяться данные о химическом составе отложений и о распределении в них продуктов постседиментационного преобразования пеплового материала (камуфлированной пирокластики, согласно А.Г. Коссовской [3]).

Материалом исследования стали пробы из опорной Татарско-Шатрашанской скважины, вскрывающей наиболее полный для изучаемой территории разрез верхней юры – нижнего мела, а также пробы из нескольких обнажений. Опробованный стратиграфический интервал – от верхнего кимериджа до среднего альба – сложен преимущественно сероцветными глинистыми отложениями (рис. 1), накапливавшимися в мелководном эпиконтинентальном бассейне. В строении разреза также участвуют два уровня, обогащённые органическим веществом и коррелирующие с аноксическими событиями – промзинская свита (средневолжский подъярус) и ульяновская толща (нижнеаптский подъярус). Фрагментарным распространением в изученном районе пользуются пески и конгломераты ундорской (средне-верхневолжский подъярусы) и долгорецкой (верхнеготеривский подъярус) свит.

Диагностика вулканогенного материала и оценка его содержания в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях основывалась на результатах петрографических и электронно-микроскопических исследований, рентгенофазового анализа, а также рамановской спектроскопии. Подробнее методика изучения камуфлированной пирокластики рассмотрена в работе [4]. В рамках геохимических исследований методами рентгенфлуоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой определялись содержания в отложениях породообразующих и рассеянных элементов. Дополнительным источником литологических и геохимических данных стали фондовые отчёты. Для каждого литостратона оценивались содержания и компонентный состав камуфлированной пирокластики, а также рассчитывались коэффициенты концентрации элементов (КК) относительно их средних содержаний в глинах осадочного чехла Русской плиты [5]. К числу стратонов, для которых получены наиболее интересные результаты, относятся новиковская и тразовская толщи, промзинская, климовская и аловская свиты (см. рис. 1).

<u>Новиковская толща</u> (верхнекимериджский подъярус) сложена светлосерыми известковистыми глинами с прослоями мергелей. Согласно результатам геохимического изучения, данная толща характеризуется существенно повышенными концентрациями бария (КК в среднем составляет 3.2). По данному признаку она чётко обособляется от вышележащих отложений. Распределение бария в литологически однородном разрезе новиковской толщи неравномерно. Наличие нескольких пиков концентраций данного элемента делает возможным детальное расчленение и корреляцию отложений рассматриваемого стратона. Основной фазой, содержащей барий в породах толщи, предположительно, является



Рис. 1. Расчленение верхнеюрских–нижнемеловых отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба по литолого-геохимическим данным биогенный кальцит, представленный, в основном раковинами фораминифер и кокколитофоридами. Вариации содержаний бария могут отражать периодические вспышки численности известковой микрофауны, контролируемые колебаниями уровня моря.

<u>Тразовская толща</u> (нижне-средневолжский подъярусы) согласно перекрывает новиковскую толщу и близка ей по своему литологическому составу. Нижняя граница толщи в большей части разрезов визуально не выражена. Геохимические исследования показали, что эта граница маркируется скачком концентраций кобальта и никеля. Можно предположить, что повышенные содержания кобальта и никеля в глинах базальной части тразовской толщи ассоциируют со встречающимися здесь стяжениями фосфорит-кремнистого состава.

<u>Промзинская свита</u> (средневолжский подъярус) представлена, как правило, переслаиванием известковистых глин с высокоуглеродистыми (чёрными) сланцами. Характерной особенностью пород свиты является присутствие в их составе камуфлированной пирокластики: вулканических стекол, аутигенного иллит-смектита, а в верхней части свиты – также цеолитов ряда гейландит–клиноптилолит. Суммарное содержание этих компонентов достигает 40%. Данная минеральная ассоциация латерально устойчива и фиксируется не только в промзинской свите, но и в её возрастных аналогах в других частях Русской плиты. Неоднородное распределение камуфлированной пирокластики по разрезу свиты может использоваться для решения задач детальной корреляции.

Климовская свита (верхнеготеривский–нижнебарремский подъярусы) сложена тёмно-серыми глинами с прослоями и линзами песков и алевритов. В средней части свиты нами установлен интервал с повышенными содержаниями марганца (КК = 2.2–5.6), который может использоваться в качестве реперного при проведении нижней границы барремского яруса. Скачкообразное увеличение содержаний марганца совпадает с выявленным ранее [6] всплеском значений магнитной восприимчивости и, по всей видимости, связано с конкрециями кальцит-сидеритового состава. Повышенная магнитная восприимчивость сидеритсодержащих осадков описана в литературе [7].

<u>Аловская свита</u> (среднеальбский подъярус) сложена тёмно-серыми тонкослоистыми глинами, в верхней части содержащими линзы опок. Свита с перерывом залегает на среднеаптских отложениях, однако её нижняя граница, как правило, не несёт следов размыва и литологически не выражена. Проведённые исследования показали, что наиболее надёжно аловская свита диагностируется по высокому содержанию в слагающих её породах вулканогенного материала. Он представлен аутигенным смектитом, продуктом его трансформации иллит-смектитом, цеолитами ряда гейландит–клиноптилолит, а также вулканическими стёклами основного состава. Суммарное содержание данных компонентов достигает в свите 85% (содержание цеолитов – до 40%). В подстилающей зарыклейской толще содержание смектита и иллит-смектита относительно невелико (до 36%), а цеолиты и вулканические стекла отсутствуют. Таким образом, резкое увеличение содержания аутигенных глинистых минералов и появление в разрезе цеолитов и вулканических стёкол является маркером нижней границы аловской свиты. Высокое содержание камуфлированной пирокластики находит отражение в геохимическом облике пород стратона: для них установлены несколько повышенные содержания кальция и стронция, связанные, по всей видимости, с цеолитовой минерализацией.

Предложенные литолого-геохимические критерии расчленения верхнеюрского–нижнемелового разреза северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба, а также выделенные реперные геохимические уровни, могут, по нашему мнению, найти своё применение при совершенствовании региональных стратиграфических схем. Перспективным направлением для дальнейших исследований представляется датирование цирконов из слоёв с повышенным содержанием камуфлированной пирокластики, которое позволит создать хроностратиграфическую основу для корреляции верхнеюрских и нижнемеловых свит и толщ с Общей и Международной стратиграфическими шкалами.

Литература

1. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы: объяснительная записка / Отв. ред. С.П. Яковлева. СПб: ВНИГРИ, 1993. 71 с.

2. Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы: объяснительная записка / Отв. ред. С.А. Чирва. СПб: ВНИГРИ, 1993. 58 с.

3. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

4. *Никашин К.И., Зорина С.О.* Вулканогенный материал в верхнеюрсконижнемеловых отложениях востока Русской плиты и его источники // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2021. Т. 21. Вып. 1. С. 49–57.

5. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 451–475.

6. Зорина С.О., Балабанов Ю.П. Новые данные по стратиграфии готериваптских отложений северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба // Недра Поволжья и Прикаспия. 2005. Вып. 44. С. 43–48.

7. *Mørk M.B.E., McEnroe S.A., Olesen O.* Magnetic susceptibility of Mesozoic and Cenozoic sediments off Mid Norway and the role of siderite: implications for interpretation of high-resolution aeromagnetic anomalies // Mar. Petrol. Geol. 2002. V. 19(9). P. 1115–1126.

И.И. Никулин¹

Глауконит Приволжской моноклинали как индикатор субмаринного вулканизма в палеоцене

В палеогеновых отложениях и, особенно, в эоценовых, глауконит широко распространен на всех континентах, при этом приурочен всегда к шельфовым зонам осадконакопления. На изученной площади глауконитовая минерализация относится к терригенно-(глинисто)-кварцевой формации палеоцена [1]. В нашем исследовании выяснено, что ни кварц, ни глауконит не несут признаков переотложения, а их слабая окатанность и хорошая сортировка указывают на их образование in situ в бассейне седиментации, представляющем собой сообщающиеся мелководные озера [2]. В палеогеновых отложениях чехла Приволжской моноклинали также присутствуют минералы магматического генезиса (пирит, измененный ильменит, рутил, гематит-гидрогематит, единичные зерна циркона, углеродистое вещество, цеолит и т.д.) без признаков переноса и с ничтожно малым количеством глин. Эти мелкозернистые пески и алевриты охарактеризованы крайне бедной ассоциацией фитопланктона, что может свидетельствовать о едином этапе развития палеобассейна [3]. Глобули и угловатые зерна глауконита часто с трещинами синерезиса ассоциируются во фракциях 0.01-0.04 мм в мелкозернистых песках и алевритах. В такой системе осадконакопления КПШ раньше всего исчезают из тонких фракций, тогда как в крупнозернистых песчаниках их корродированные реликты сохраняются вплоть до метагенеза.

Описанные особенности глауконита объясняются следующим образом. Так, наиболее распространенным и надежно установленным донором калия является КПШ, испытывающий интенсивное внутрислойное растворение, и плагиоклаз вулканической серии, теряющий при альбитизации некогерентные катионы калия. Часто в зернах присутствуют минеральные

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

включения, отвечающие по составу минералам, близким по составу к апатиту, сульфидам и плагиоклазам. Обращают на себя внимание высокие содержания в глауконите TiO_2 до 0.33 и Cr_2O_3 до 0.26 мас.%, что ассоциируется с базитовой пирокластикой как исходным материалом.

По данным базальных рефлексов, структурные неоднородности глауконита связаны с наличием в нем разбухающих слоев, отвечающих по своей характеристике смектиту. Рост глауконита по богатому железом смектиту сопровождался увеличением межслоевого заряда и насыщением калия за счет потери набухающих слоев и восстановления октаэдрического железа [4]. Это также подтверждается в случаях окисления, способствовавшего образованию Fe³⁺ в смектите, когда его ещё много в зернах глауконита. Окисление железа также указывает на гальмиролиз, за счёт которого происходило выщелачивание калия из КПШ и, возможно, биотита (или флогопита), мусковита и т.п. Следовательно, увеличение калия и сокращение в структуре слоев богатого железом смектита фиксируется в умеренно восстановительных (посткислородных) условиях. Развитие кремнезема в фораминиферовых раковинах указывает на контроль окисления железа смектита растворением кальцита. Это может связать отложение глауконита на шельфе Южного океана с наличием обильного распространения первичного биоопала. Обнаружение первых процентов цеолита и следов доломита свидетельствуют о высокой температуре исходных минералов, резко поступавших в бассейн седиментации.

По методике кристаллохимической дискриминации слоистых силикатов, изученные зерна глауконита занимают промежуточный ряд между условно железистыми и алюминиевыми гидрослюдами. От иллита он отличается наличием большего количества трехвалентного железа, а от селадонита – значительным замещением кремния алюминием. На диаграмме тренд кристаллической эволюции прослеживается от сильно смектитизированного глауконита как начального этапа его образования до минералов со значительным содержанием калия, отражающих продолжительные условия его формирования, что прослеживается через геологические условия его нахождения в тех или иных водоемах. Смена геологического характера седиментации обусловлена тектонически индуцированным углублением.

Таким образом, детальное изучение эволюции состава и свойств глауконита в биостратиграфически ограниченных отложениях палеогена проливает свет на источник материала для такого синхронного глауконитообразования в палеогене от Атлантического океана до Индонезии. Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) подвижный пояс (с активным вулканизмом на то время) развит от Пиренеев через Восточный Атлас, Северные Апеннины, Альпы, Карпаты, Эллениды, Черноморско-Анатолийскую зону, Кавказ, Туркестано-Иранский и АфганоПакистанский сегменты к Гималаям и складчатым структурам Бирмы и Индонезии. На момент начала образования глауконитовых осадков по всему подвижному поясу существовал палеоклиматический температурный максимум, обусловленный парниковым эффектом от повсеместно действующих вулканов. Палеоцен-эоценовый тепловой максимум (ПЭТМ) выделяется ~56 млн лет назад, когда пик глобального потепления, продолжающийся около 5 тыс. лет, вызван выбросом до 10 000 гигатонн углерода в атмосферу из вулканических источников [20]. Как известно, материал вулканического пепла узкоспециализирован по минеральному и гранулометрическому составу. Удивительным образом он соответствует по этим характеристикам палеоценовым глауконитам Приволжской моноклинали и из всех остальных бассейнов глауконитовой седиментации прилегающих к подвижному поясу территорий. А в разрезах позднего эоцена наблюдается вспышка развития биогенного кремнезема, что привело к высокому видовому разнообразию и усилению захоронения биогенных опалов в Южном океане. Южный океан и в настоящее время играет ключевую роль в глобальном производстве биогенного кремнезема. В этой связи подтопление в палеоцене возможно за счет периодических таяний снежных покровов. А проградационные циклы глауконитизированных слоев фиксируют переход от субкислородных условий к кислородным, соответствуя тектонически индуцированному углублению и последующему заполнению палеобассейна.

В разрезе палеогена Приволжской моноклинали отмечаются как минимум три слоя развития глауконитизации [5], регистрирующих важнейшую роль быстро меняющихся климатических условий в его образовании. Отложение осадков происходило вблизи областей трещинного вулканизма в субаэральных или очень мелководных условиях. Об этом свидетельствуют и вышележащие осадки, представленные аргиллитами с остатками мелководной фауны. В основании аргиллитов залегают глауконитовые пески, которые образовались в результате извержения пеплов (тефры андезибазальтов) и, возможно, их пеплопада в снежных покровах (при отрицательных температурах) в орогенных системах по периферии подвижного пояса. Таким образом, исходным материалом служил пепел, изначально хорошо сортированный, мелкопесчаной, но чаще алевритовой размерности. Главной составляющей пепла являются осколки базальтового стекла, свежего и измененного (палагонит, монтмориллонит, селадонит). Кристалло-витрический пепел имеет красно- и желтокоричневую вплоть до зеленой разных оттенков цветовую гамму. В результате гальмиролиза при резкой смене температур происходила раскристаллизация амфиболов и базальтовового стекла (как и в случае образования бентонитов на склонах палеовулканов) до образования глауконитов. Тренд преобразования пеплового материала хорошо выражен на диаграмме распределения глауконитов и сопутствующих минералов. А хорошая сортировка кварцевой части без признаков волноприбойных условий, о чем свидетельствует угловатая форма кварцевых зерен и отсутствие слоистости в отложениях, подтверждает образование глауконита *in situ*. В мелководном бассейне или прибрежной части углубляющегося бассейна раскристаллизация пеплового материала заключалась в значительном развитии смешанослойного минерала из смектита и глауконита. С погружением бассейна седиментации глауконит насыщался калием. Вариации глауконита по диаграмме позволяют определить динамику развития палеоводоема – количество циклов обмеления или погружений.

Структурные и кристаллохимические особенности глауконита, стадийность кристаллизации его агрегатов, парагенетические ассоциации со смектитом, цеолитом и каолинитом, а также присутствие рудных минералов, указывают на то, что его формирование приурочено к образованиям временных, эпизодически обмеляющихся морских фаций и было аутигенным. Глауконитизация приурочена к палеоцен-эоценовому тепловому максимуму и периферии действующего вулканизма по всему подвижному поясу, в связи с чем имеет планетарное распространение в палеогеновых отложениях.

Литература

1. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях // Труды института геологии и геофизики. Вып. 328. Наука, Новосибирск, 1977. 322 с.

2. Жабин А.В., Дмитриев Д.А. Аутигенное минералообразование в палеогеновых и верхнемеловых отложениях Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. 2002. № 1. С. 84–94.

3. Застрожнов А.С., Застрожнов С.И., Александрова Г.Н. и др. Стратиграфо-палеонтологическое обеспечение расчленения надсолевой части разреза скважин №№ 13, 22 Гремячинской площади. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009. 95 с.

4. *Kaufhold S., Dohrmann R.* Stability of bentonites in salt solutions: II. Potassium chloride solution – Initial step of illitization? // Appl. Clay Sci. 2020. V. 49. P. 98–107.

5. *Никулин И.И*. Глаукониты из нижнеэоценовых отложений юго-запада Приволжской моноклинали и потенциал их использования (Волгоградская область) // Вестник ВГУ. Сер.: Геология. 2022. № 3. С. 29–40.

Рассеянное органическое вещество и распределение золота в углеродисто-терригенных породах на примере Амуро-Охотской золотоносной провинции

Характерной формационной чертой рудовмещающих пород Амуро-Охотской золотоносной провинции является повсеместное наличие в них рассеянного органического вещества (РОВ) и их зональный метаморфизм [6]. РОВ фиксируется макроскопически в поле и при изучении шлифов. В изучаемых породах РОВ представлено двумя морфогенетическими типами: точечным (тонкодисперсным) и межзерновым (межкристаллическим) [2]. Первый тип характерен для наименее метаморфизованных пелитов и псаммитов. Второй – для метаморфизованных пород.

Наличие РОВ свойственно как метапелитам, так и метапсаммитам. Как правило, первые содержат его больше, чем вторые. Средние содержания C_{opr} в метапелитах и в метапсаммитах изменяются от 0.30% до 0.96% и от 0.17% до 0.37% соответственно. Максимальные содержания C_{opr} как в тех, так и в других случаях отмечаются в средней части разреза (златоустовская свита) Ниманского золотоносного района. Выше по разрезу концентрации C_{opr} в метапелитах несколько снижаются и остаются на одном уровне – 0.53–0.62% в разных свитах. Вниз по разрезу они уменьшаются от 0.61% в породах зеленосланцевой зоны до 0.30% в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, содержание C_{opr} испытывает зависимость от степени метаморфизма пород. Это выражается в уменьшении средних содержаний органического углерода с увеличением интенсивности метаморфических преобразований, параллельно увеличивается степень восстановленности железа (FeO/Fe₂O₃): от 1.78 в наименее метаморфизованных породах до 2.88 в максимально метаморфизованных. Одновременно возрастают средние содержания $CO_2 -$ от 0.20% до 0.36%. Подобная закономерность является характерной особенностью метаморфизма углеродсодержащих отложений, когда «выгорание» C_{opr} при метаморфизме представляет собой результат реакции $2Fe_2O_3 + C = 4FeO + CO_2$ [7]. Таким образом, можно сделать вывод, что фиксируемые в настоящие время содержания C_{opr} в изучаемых толщах не отражают его концентраций в первичных осадках, где оно, вероятно, содержалось в более высоких количествах.

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

Полученные нами данные по фоновой золотоносности пород трех золотоносных районов Амуро-Охотской провинции показывают, что максимальными содержаниями золота характеризуются наименее метаморфизованные пелиты и псаммиты. В метапсаммитах они соответственно составляют 4.5 и 3.4 мг/т; в метапелитах почти в два раза меньше (2.3 и 2.7 мг/т), но различия статистически не значимы. В терригенных породах, охваченных явлениями метаморфической дифференциации, концентрации золота составляют 0.9–1.8 мг/т (в среднем 1.4 мг/т). Подобные содержания обнаружились и в зелёных сланцах (метабазитах) этой свиты (1.6 мг/т). То же самое наблюдается и в порфиробластических парасланцах гранатовой зоны метаморфизма, среднее содержание золота в которых составляет 1.7 мг/т. Аналогичные результаты получены в работе [3], в соответствии с которыми содержание золота в неизмененных породах Верхне-Селемджинского района колеблется в пределах 1-4 мг/т. Анализ этих данных показывает, что наиболее высокими содержаниями обладают наименее метаморфизованные метабазиты и метакремни.

Среднее содержание золота в различных породах Кербинского района довольно однообразно. Минимальные количества золота фиксируются в метапесчаниках биотитовой зоны (1.2 мг/т), максимальные – в пиритизированных не метаморфизованных пелитах, прошедших стадию катагенеза (4.6 г/т). В пелитах и псаммитах на всех стратиграфических уровнях практически одинаковые содержания золота (2.3–2.8 мг/т).

Ниманский район лучше всех подходит для исследования вопросов миграции вещества в условиях зонального метаморфизма. Здесь на довольно ограниченной площади, в пределах единой Правобуреинской куполовидной структуры вскрывается весь стратиграфический разрез рудовмещающего углеродисто-метаморфического комплекса, и наиболее полно представлена метаморфическая зональность, благодаря чему только в этом районе можно получить корректные данные о наличии или отсутствии миграции Соог и золота в условиях метаморфизма.

В этом районе метапелиты и метапсаммиты, претерпевшие метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и сегрегационную дифференциацию содержат золото в статистически значимых меньших количествах по сравнению с не метаморфизованными породами и породами биотитовой зоны метаморфизма.

Слюдистые кварциты и метавулканиты основного состава в зоне слабого метаморфизма или полного его отсутствия характеризуются повышенным содержанием золота (3.2–4.7 мг/т). Однако уже в породах биотитгранатовой зоны метаморфизма (зеленосланцевая фация) фон золота в кварцитах и метавулканитах более чем на половину уменьшается и становится соизмеримым с содержанием в метапелитах этой свиты. В гранатовой зоне метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация) становится даже меньше, чем в парасланцах.

Приведенные данные показывают, что в верхней, наименее метаморфизованной половине стратиграфического разреза разные по исходному субстрату породы несколько различаются фоновыми содержаниями золота. Наиболее низкими содержаниями обладают псаммиты, самыми высокими – вулканогенные образования, хотя эти различия не всегда статистически значимые. Пелитовые породы занимают промежуточное положение. В биотит-гранатовой зоне, охваченной метаморфической дифференциацией, указанные различия сглаживаются, и разные в генетическом отношении породы характеризуются одинаково сильно пониженными содержаниями золота. В парасланцах и кварцитах гранатовой зоны эпидотамфиболитовой фации метаморфизма среднее содержание золота слегка возрастает, а в зелёных сланцах (метабазитах) ещё более уменьшается.

В основании златоустовской свиты, слагающей середину стратиграфического разреза Правобуреинской куполовидной структуры, обнаружен маломощный горизонт высокоуглеродистых пород, среднее содержание золота в которых 6.8 мг/т, выше, чем в вулканогенных породах. Состоят эти породы из кварца, светлых слюд и органического вещества. Содержание последнего по результатам химических анализов составляет 15.72–29.84%. Высокая углеродистость этих пород связана с концентрацией на геологическом барьере РОВ, «отгоняемого» из зоны повышенного метаморфизма. Увеличение концентраций золота в этих высокоуглеродистых породах обусловлено золотом, «отгоняемым» из зоны повышенного метаморфизма вместе с «отгоняемым» РОВ.

Полученные данные заставляют еще раз вернуться к представлениям об изначально повышенном кларке золота в черносланцевых породах. Этот вопрос остается дискуссионным по настоящее время, в том числе и в связи с отсутствием публикаций с достоверно установленной корреляцией C_{opr} с золотом. Не фиксируется такая корреляция и в изученных нами районах. Рассчитанные коэффициенты парной корреляции C_{opr} с золотом для разных свит не превышают +0.2, что ниже статистически значимого уровня.

Таким образом, полученные нами данные показывают, что среднее содержание золота в первичных осадках, до того как они подверглись постседиментационным преобразованиям и метаморфизму, превышало 4 мг/т. И действительно, если сравнить содержание золота в твердой фазе нелитифицированных осадков с уплотненными литифицированными [1], то в последних концентрация золота уменьшается более, чем на 30%; аналогичные породы, подвергнутые зеленосланцевому метаморфизму содержат золота уже на 50% меньше, чем нелитифицированные осадки. Одновременно, как показывают экспериментальные данные [5],

203

происходит многократное увеличение концентрации золота в поровом растворе, прямо пропорционально изменениям термодинамических параметров. Следовательно, можно полагать, что кларк золота в палеозойских углеродисто-терригенных осадках Амуро-Охотской области составлял около 6 г/т. Это значение совпадает с кларком золота черносланцевых пород [4] для верхоянского рудовмещающего Верхоянского терригенного комплекса.

Таким образом, устанавливается зависимость средних содержаний золота от литологии исходных пород и степени их метаморфизма. Это позволяет рассматривать полученные данные более расширенно, для всего региона в целом, считая, что локальные отклонения возникают из-за недостатка статистических данных. В верхних сечениях метаморфической колонны, где процессы метаморфической дифференциации не проявлены (или слабо проявлены), наблюдается в целом более высокое содержание золота, чем в нижних её сечениях, а разные типы пород характеризуются различным фоном золота, при этом наиболее высокими содержаниями характеризуются стратифицированные вулканогенные образования. В нижних сечениях метаморфической колонны, в зоне проявления сегрегационной дифференциации, все типы пород имеют однообразно низкие, приблизительно одинаковые фоновые содержания золота. По результатам данного исследования можно предположить довольно тесную связь фоновой золотоносности пород и наличием в них РОВ в связи с однотипными поведениями в условиях метаморфизма. Отсутствие значимой корреляции этих компонентов может свидетельствовать о нелинейном характере их связей.

Литература

1. *Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г.* Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 116 с.

2. Волкова И.Б. Рассеянное органическое вещество черносланцевых толщ и их металлоносность // Сов. геология. 1992. С. 62–66.

3. Злобин В.А. Геохимические особенности черносланцевого комплекса Верхнеселемджинского золоторудного района (Амурская область) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 65–77.

4. *Кокин А.В.* Новые данные по золотоносности осадочных пород Юго-Восточного обрамления Сибирской платформы // ДАН СССР. 1990. Т. 13. № 3. С. 697–699.

5. Кренделев Ф.П., Жмодик С.М., Миронов А.Г. Экспериментальное исследование сорбции золота природными слоистыми силикатами и гидроокислами железа с использованием радиоизотопа ¹⁹⁵Au // Геохимия. 1978. № 6. С. 891–899. 6. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области: Автореф. дис. ... д-ра геол.минер. наук. Ростов-на-Дону, 2004. 48 с.

7. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 344 с.

В.А. Пенкина¹, П.Д. Котлер¹

Девон-нижнекаменноугольные кремнисто-базальтовые и кремнисто-туфогенные формации в тектонических пластинах Чарской зоны, Восточный Казахстан

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Восточного Казахстана расположены структурно-вещественные комплексы позднепалеозойской Обь-Зайсанской складчатой области. Казахстанские герциниды здесь выделяются в составе восточной Калба-Нарымской зоны, западной Жарма-Саурской палеоостроводужной системы и Чарской зоны, которая занимает центральное положение в пределах Обь-Зайсанской области. Чарская зона прослеживается с северо-запада на юго-восток и имеет сложную структурную позицию, чем вызывает интерес геологов на протяжении многих десятков лет. Эта зона характеризуется покровно-чешуйчатым строением, где также выделяются отдельные фрагменты разрезов офиолитовой ассоциации [1, 2, 3]. Проблемам становления гипербазитов и высокометаморфических пород в структурах различных типов серпентинитового меланжа посвящено большое множество научных работ, в которых обсуждаются различные, и местами противоречивые, модели образования Чарской структуры. Настоящая работа дистанцируется от вопросов происхождения пестрых включений меланжа и касается прежде всего изучения отдельных девон-нижнекаменноугольных тектонических пластин.

Как сказано выше, по геологическому строению Чарская зона представляет собой тектонический покров, смятый совместно с окружающими толщами и состоящий из нескольких самостоятельных пластин [2]. Возникновение такой структурной композиции можно связать с началом замыкания и шарьированием разрезов отмирающего Обь-Зайсанского

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

океанического бассейна на рубеже ранней и средней эпохи каменноугольного периода [3, 4]. Тектонические пластины сложены полимиктовым серпентинитовым меланжем, фрагментами кремнисто-базальтового $(O_2-S_1, D_{1,2})$, карбонатно-кремнисто-терригенного (S_1-D_2) , карбонатного (S₂-C₁), вулканогенного (D₃) и кремнисто-туфогенного (D₃-C₁) типа разрезов [1, 3]. Пакет пластин дислоцирован совместно с окружающими флишоидными и различными олистостромовыми толщами (C₁v₃-C₁s) [4]. В целом структура рассматривается как прогиб, основание которого сложено автохтонными комплексами, перекрытыми сложными по строению аллохтонным образованиями и неоавтохтоном [2]. Далее нами рассматриваются девон-нижнекаменноугольные формации кремнисто-базальтового и кремнисто-туфогенного типа разрезов, слагающие аллохтон в структуре Чарской зоны, которые впервые детально исследованы с точки зрения петрографии, петрологии и абсолютной геохронологии для попытки обоснования палеотектонического режима их образования на рубеже девонского и каменноугольного периодов.

В юго-западной части Чарской зоны, в месте работ вблизи гор Караш и населенного пункта Жангиз-Тобе, южнее поселка Солнечный кремнисто-базальтовая формация представлена останцом тектонического покрова в форме линзовидной полосы (55×6 км), которая ограничена надвигами и разломами, а сами образования кремнисто-базальтовой формации интенсивно кливажированы перпендикулярно плоскости наслоения. С юга-юго-запада породы надвинуты на терригенные отложения серпуховского возраста, а с севера-северо-востока обрамлены разломом. Внутреннее строение осложнено образованием прогиба, который выполнен кремнисто-туфогенной формацией. Кремнисто-базальтовая толща представлена массивными, пористыми и нередко подушечными эффузивами основного состава темно-серого и лилового цветов, которые залегают между пачек и прослоев сургучных кремнистых алевролитов, кремней сургучного, зеленого и зеленовато-серого цветов. Отмечается, что отдельные слои и пачки зачастую крайне невыдержаны по простиранию – для них характерна непостоянная мощность горизонтов и частое выклинивание. Непосредственно в пределах этой пластины биостратиграфические данные возраста отсутствуют, как и стратиграфические взаимоотношения с более древними породами. В верхней части кремнисто-базальтовой толщи установлен переход без явных следов размыва к кремнисто-туфогенной формации. В пределах тектонического покрова эта формация выполняет прогиб размером 20×3 км, в подошве которого находятся горизонты кремнистых алевролитов, которые вверх по разрезу сменяются серо-зелеными и светло-серыми туфоалевролитами, туфопесчаниками с включением обломков дресвяной размерности, туфами и туфодресвянниками. Стратиграфические границы установлены только с кремнисто-базальтовой толщей.

Предшественниками были выделены и описаны конодонты из кремней и известняков, которые встречаются в девонско-каменноугольных отложениях и включениях, представленных в виде отдельных блоков в серпентинитовом меланже, а также в олистоплаках в олистостроме на северо-востоке Чарской зоны – район города Чарск и села Батуринка [5, 6]. Здесь выявлены как более молодые – турнейские, визейские, башкирские и московские, так и более древние – верхнефранские возрасты по конодонтовым ассоциациям, а в южной части Чарской зоны (район поселка Николаевка) определены среднефаменские и верхнефаменскиетурнейские конодонты [6]. В связи со сложным покровным строением и разобщением отдельных пластин, применение опубликованных возрастов к рассматриваемым формациям представляется сомнительным, требуется больше данных для корреляции с датированными комплексами пород.

Эффузивные породы в пределах кремнисто-базальтовой формации представлены афировыми и слабопорфировыми базальтами темно-серого, реже лилового цветов. Для них характерна массивная и пористая текстура, а сами тела базальтов зачастую формируют подушечные лавы, в промежутках которых встречаются кремни и замещенные продукты разрушения стекловатых базальтовых пород (апогиалокластиты). В базальтах наблюдается обильное количество замещенного стекла (гиалобазальты), в которое погружены редкие тонкие лейстовидные фенокристаллы плагиоклаза, которые часто имеют выделения со следами незавершенного роста в виде расщепленных концов и скелетных кристаллов, свидетельствующие о почти мгновенной кристаллизации. Реже, в качестве вкрапленников и минерала основной массы, встречается клинопироксен. В целом, породы свидетельствуют о сильной вторичной переработке в пределах зеленосланцевой фации. Петрохимические особенности базальтов выражены в низком содержании (мас.%) SiO₂ 44.8-50.6, низком и среднем TiO₂ 1-1.1 и 2.2-2.6, низком и среднем $P_2O_5 0.1$ и 0.2-0.4 при их умеренном содержании MgO 5.2-8.1, хотя один образец показывает низкий MgO - 2.3. В целом, почти все породы – это толеитовые базальты, которые разделяются по содержанию TiO₂, P₂O₅, MgO и Fe₂O₃, что отражает их происхождении.

Изучение вулканогенно-осадочных пород кремнисто-туфогенной формации основано на описании мелко-средне-крупнозернистых туфопесчаников. Структура разнозернистая, изменяется от крупноалевритовой до псефопсаммитовой. Основные кластические компоненты пород представлены мономинеральным кварцем (до 10%), поликристаллическим кварцем (до 5%), плагиоклазом (40–50%), обломками кремней и кремнистых сланцев (15–25%), карбонатов (до 2%), обломками измененной основной массы базальтов, туфов и замещенного хлоритом стекла (30–40%). Подавляющее большинство обломков угловатые и полуугловатые, часто с неровными, рваными и вытянутыми краями, что особенно характерно для зерен вулканогенного происхождения. В кремнисто-туфогенной формации рассматриваемые породы образуют пачки с градационным типом слоистости.

Исследуемая территория демонстрирует сложную геологическую историю, связанную с совместным нахождением отдельных тектонических пластин, разнородного типа меланжа и олистостромовых горизонтов. Анализ девон-нижнекаменноугольных формаций юго-западной пластины Чарской зоны указывает на наличие различных вулканических и осадочных процессов, включающих формирование кремнисто-базальтовых и кремнисто-туфогенных толщ, чьи геологические, петрографические и петрохимические особенности свидетельствуют об образовании разного типа океанических и/или надсубдукционных вещественных комплексов. Однако отсутствие однозначных биостратиграфических данных в исследуемом районе и сложное строение затрудняют определение возрастов и реконструкцию палеотектонических режимов. Многочисленные исследования подчеркивают противоречивость существующих моделей происхождения структур, что актуализирует необходимость дальнейшего изучения вещественного состава, геохронологии и структурных взаимоотношений для уточнения эволюции региона в позднем палеозое.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-10050, https://rscf.ru/project/24-77-10050/.

Литература

1. Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000 / Ред. А.В. Пейве, А.А. Моссаковский. М.: Наука, 1982. 139 с.

2. Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузебный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. Т. 20. № 5. С. 66–78.

3. *Беляев С.Ю*. Тектоника Чарской зоны (восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 117 с.

4. *Ротараш И.А., Гредюшко Е.А.* История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области // Геотектоника. 1974. № 4. С. 73–79.

5. *Аристов В.А., Алексеев А.С.* Позднетурнейские коно-донты зоны Scaliognathusanchoralis из Восточного Казахстана // ДАН СССР. 1976. Т. 229. № 1. С. 189–192.

6. *Изох Н.Г., Обут О.Т.* Новые находки верхнедевонских и каменноугольных конодонтов в Чарской складчатой зоне восточного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95. № 2. С. 42–50.

Вещественно-структурные особенности глауконитсодержащих верхнеюрских толщ Анабаро-Ленского осадочного бассейна

В позднеюрскую эпоху для осадочных бассейнов средних и высоких широт северного полушария были характерны условия, благоприятствовавшие накоплению в окраинных и эпиконтинентальных морях толщ с высоким содержанием аутигенных минералов (глаукониты, шамозиты, фосфаты, сульфиды и др.). Анализ минералого-петрографических и литохимических характеристик таких отложений позволяет установить целый ряд факторов, обусловивших их вещественно-структурные параметры. На фоне существующих современных работ, посвященных палеонтологостратиграфическим аспектам изучения верхней юры северных территорий Восточной Сибири, основные исследования вещественно-структурных характеристик пород проводились преимущественно в начале второй половине прошлого века, что делает современные комплексные литологические и литохимические исследования объекта весьма актуальными. На основе сопоставления данных о детальных характеристиках минералогопетрографического и химического составов пород позднеюрского возраста, а также подстилающих и перекрывающих их отложений, серии эталонных и опорных разрезов Анабаро-Ленского осадочного бассейна [1, 2, 3] были выявлены особенности осадконакопления в различных его частях и прослежены общие закономерности.

С трансгрессии моря в позднебатско-раннекелловейское время в рассматриваемом регионе начался крупный седиментационный цикл, однако ряд последующих регрессивных событий отразился в размыве накопившихся осадков на значительных территориях. Келловей-оксфордские отложения были изучены в разрезах нижнего течения р. Анабар, где они представлены алеврито-песчаной содиемыхаинской свитой мелководноморского генезиса (до 10.2 м) [4, 5]. В нижней ее части прослежен линзовидный маркирующий пласт (до 0.7 м) нерасчлененного келловейского возраста, сложенный конденсированным сильно глинистым разнозернистым алевропесчаником, который обогащен гетит-шамозитовыми оолитами, бобовинами, редкими обломками фосфоритов. Над пластом встречаются прослои биогенного известняка. Относительно маломощный (3.5 м) келловей-оксфордский интервал изучен также в разрезе Оленекского

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

залива (по материалам Б.Л. Никитенко). В его основании присутствует пласт песчано-алевритово-глинистой породы (1.1 м), обогащенной сильно пиритизированными оолитами и бобовинами, хлоритизированными глауконитовыми глобулами. Вверх он сменяется чередованием алевритоглинистых и карбонатных (бактериально-водорослевого происхождения) прослоев общей мощностью до 2.5 м.

Начало следующего седиментационного цикла отразилось в формировании регионально развитого базального трансгрессивного пласта (от 0.5 до 1.5 м), представленного глинистым глауконитовым песчаником с алеврито-песчаными и гравийно-галечными обломками, разнообразными микро- и макро-фаунистическими остатками, иногда с фосфатными конкрециями или их фрагментами. В разрезах р. Анабар и Оленекского залива его возраст соответствует верхам верхнего оксфорда-кимериджу [5, 6]. Для юго-восточных разрезов региона (р. Оленек, нижнее течение р. Лены) возраст подобного пласта соответствует кимериджу-нижней части волжского яруса [2, 7, 8], что может отражать его квазиизохронный характер. В последнее время этот пласт относят к основанию буолкалахской свиты [4, 5, 7, 9]. В наиболее глубоководном рассматриваемом разрезе (мыс Урдюк-Хая) верхнеоксфордско-средневолжская толща (урдюкхаинская свита; мощность 35 м [4, 9]) представлена морскими алевритоглинистыми отложениями с высоким содержанием слабо измененного глауконита. Схожие мощности имеет одновозрастная толща в бассейне р. Уджа (приток Чымара), сложенная алеврито-глинистыми породами с несколькими прослоями глауконитовых песчаников (по 0.5-3 м) прибрежноморского генезиса. Глобулы здесь в разной степени хлоритизированы и ожелезнены, встречаются обломки фосфоритов.

Во второй половине средневолжского и в верхневолжское время произошла форсированная трансгрессия, значительно изменившая седиментационные режимы. На всей изученной территории при крайне низких темпах поступления терригенного материала шло накопление морских глинистых конденсированных осадков, в разной степени обогащенных тонкодисперсным органическим веществом (буолкалахская, нижняя часть паксинской свиты) [2, 4, 5, 6, 9, 10]. Для отложений характерны макро- и микрофаунистические остатки, пиритизация, иногда фосфатизация. Количество глауконита снижается. Встречаются маломощные карбонатные микробиолиты. Для бореального берриаса и валанжина Анабаро-Ленского осадочного бассейна выражен непрерывный тренд на погрубление пород, характеризующий осадконакопление в постепенно мелеющем морском бассейне с возрастающими темпами поступления обломочного материала.

Отмеченные выше рубежи отчетливо маркируются изменениями химического состава отложений. Наиболее выражены пласты несортированных

песчано-алеврито-глинистых пород, обогащенные гетит-шамозитовыми оолитами и бобовинами («келловейский» пласт) и в разной степени хлоритизированными глауконитовыми глобулами («кимериджский» пласт), а также содержащие фосфатные конкреции или их фрагменты. Эти породы обладают повышенными концентрациями оксидов железа, серы, иногда фосфора, магния. Анализ петрохимических модулей позволил классифицировать их как гидролизаты (псевдогидролизаты при MgO > 3%). Карбонатные прослои бактериально-водорослевого генезиса над «келловейскими» пластами, также обладают повышенной железистостью.

Другой реперный уровень, обогащенный различными аутигенными образованиями, соответствует наиболее тонкозернистым отложениям самых верхов средневолжского-низам верхневолжского яруса (максимум трансгрессии). На фоне увеличения концентрации тонкодисперсного органического вещества, отмечаются повышенные содержания оксидов железа, серы, фосфора, иногда кальция. Вышележащий верхневолжскоберриасский интервал, где происходит повышение доли обломочной компоненты, отличается постепенным увеличением содержания оксидов кремния и натрия при уменьшении – железа, серы, фосфора. Породы отнесены к сиаллитам нормально железистым, нормально титанистым и нормально щелочным. В разрезах восточной части изученной территории, где верхи бореального берриаса и низы валанжина существенно опесчаниваются, были классифицированы силлиты.

Выявленные минералого-петрографические и литохимические особенности отложений позволили получить представления о материнских толщах. Для разрезов западной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна основным источником сноса служили магматические породы основного состава (Сибирские траппы). Имело место влияние древних богатых кварцем осадочных пород, либо источника сноса кислого состава (Анабарский свод, локальные поднятия). Петрофонд был подвержен умеренному химическому выветриванию. Для разрезов восточной части бассейна основными источниками сноса являлись осадочные образования, богатые кварцем и магматические породы кислого состава (Оленекское поднятие), которые были подвержены слабому химическому выветриванию. В периоды формирования пластов, значительно обогащенных аутигенными компонентами (келловейские, киммериджские, верхневолжские), для всего бассейна характерно увеличение влияния в петрофонде магматических пород основного состава. Для этих периодов, на фоне существенной нивелировки рельефа на суше, фиксируется высокая степень химического выветривания размываемых пород.

Таким образом, на основе проведенных детальных исследований минералого-петрографического и химического составов ряда верхнеюрско-нижнемеловых разрезов Анабаро-Ленского осадочного бассейна уточнены и дополнены данные об условиях их формирования, что позволило расширить представления об эволюции бассейна в целом. Выявлены основные рубежи смены режимов седиментации и прослежены изменения в характере источников сноса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНГГ СО РАН (FWZZ-2022-0008) при частичной поддержке проекта РНФ (№ 22–17– 00054).

Литература

1. Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л. Петрографические и литогеохимические особенности верхов средней юры – низов нижнего мела нижнего течения реки Анабар (Восточная Сибирь, Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 9. С. 1233–1252.

2. Попов А.Ю., Никитенко Б.Л., Хафаева С.Н. Новые данные о составе и строении верхней юры – нижнего мела северо-западной части Предверхоянского прогиба // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы XII Всероссийского совещания. 7–11 октября 2024 г., г. Южно-Сахалинск / Гл. ред. Е.Ю. Барабошкин. Южно-Сахалинск: Издательство ООО «Индиго», 2024. С. 210–213.

3. Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л. и др. Минералогопетрографические и литохимические особенности верхней юры – низов нижнего мела п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 1.

4. Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Л., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

5. Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Пещевицкая Е.Б. и др. Стратиграфия, литология и геохимия прибрежных и мелководно-морских разрезов верхов средней юры – низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 5. С. 673–708.

6. *Никитенко Б.Л.* Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.

7. Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Khafaeva S.N. High-resolution stratigraphy and palaeoenvironments of the Volgian-Valanginian in the Olenek key section (Anabar-Lena region, Arctic East Siberia, Russia) // Revue de micropaléontologie. 2018. V. 61. P. 271–312.

8. Kosenko I.N., Urman O.S., Metelkin E.K. u dp. New Data on the Litho- and Biostratigraphy of the J/K Boundary Interval of the Lower Reaches of the Lena River (Eastern Siberia) // Open Journal of Geology. 2019. V. 9(10). P. 554–557.

9. Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Каширцев В.А. и др. Микрофоссилии, высокоразрешающая стратиграфия, геохимия и литология верхней юры и нижнего мела (урдюкхаинская и паксинская свиты) п-ова Нордвик, Анабарский залив, море Лаптевых // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 11. С. 1586–1615.

10. Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. 2015.Т. 56. № 4. С. 830–844.

О.В. Постникова¹, А.В. Постников¹, <u>Н.К. Кулагина</u>¹, Е.С. Изьюрова¹, О.А. Зуева¹, <u>А.С. Кузнецов¹</u>

Минеральный парагенез бактериальных силицитов позднего мела Западной Сибири

Кремнистые отложения позднего мела севера Западной Сибири известны и изучались достаточно давно [1–3]. Минеральный состав этих отложений достаточно своеобразен и представлен минералами оксида кремния, глинистыми минералами, а также минералами из группы цеолитов. Оксиды кремния представлены кварцем, кристобалитом и опалом. В составе глинистых минералов преобладает монтмориллонит и в небольшом количестве иллит. Цеолиты преимущественно представлены клиноптилолитом и в редких случаях гейландитом. Минеральный состав пород достаточно резко меняется по разрезу. С определенной долей условности породы слагающие отложения нижнеберезовской подсвиты были названы силицитами, отдельные типы которых различаются по содержанию тех или иных породообразующих минералов, а также наличием породообразующих кремнистых организмов. В небольшом количестве встречаются пириты, калиевые полевые шпаты и плагиоклазы. В породах повсеместно отмечается пирокластический материал

Текстурные характеристики пород во многом определяются многочисленными следами жизнедеятельности роющих организмов, среди которых преобладают Phycosiphon-Nereites (+Paleophycus). Основными породообразующими организмами для отложений нижнеберезовской подсвиты являются радиолярии (сем. Prunobrachidae), диатомеи, губки (?).

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия



Рис. 1. Коккоидные бактериальные формы, минерализованные кристобалитом

Главную роль в минералообразовании, вероятно, играли различные бактериальные формы, которые преобразовывали растворенные кремнезем в разнообразные морфологические элементы структуры пород (рис. 1). Огромная роль бактериальных микроорганизмов состояла в преобразовании геохимической среды диагенеза сенонских отложений. Следует отметить, что важнейшей особенностью сенонских отложений является определяющая роль микроструктуры пород, которая проявляется при их изучении в растровом электронном микроскопе. Это обстоятельство обусловило широкий масштаб применения методов электронной микроскопии, что позволило выявить особенности структуры различных текстурных элементов сенонских пород. Было установлено, что особенно в верхней части разреза (пласты НБ1, НБ2) существенную роль в структуре пород играют форменные элементы, представленные комплексом реликтов радиолярий и бактериальных форм. Именно в бактериальных формах сосредоточена основная масса кристобалита, который представлен в виде щёток, выполняющих стенки трихом, а также в виде шарообразных скоплений коккоидных бактерий. Кварцевая составляющая представлена в породах микрощётками, покрывающими чешуйки глинистых минералов,

размер кристаллов кварца в щётках составляет не более 0.5–1 микрон. Выявление форм распространения кварца в породах потребовало применения исследований с увеличениями в 10–14 тыс. раз.

Исследования на электронном микроскопе позволили выявить закономерности распределения в породах таких важнейших минералов, как цеолиты. Как правило, кристаллы клиноптилоллита и гейландита размером 3–15 мкм располагаются во внутриформенных пустотах. Содержание цеолитов в отдельных частях разреза достигает 9.4%.

Растровая электронная микроскопия позволила выявить особенности строения и минерализации ходов илоедов. Было выявлено, что часть ходов заполнена глобулями пирита, имеющими бактериальную природу, а также кристобалитовыми бактериальными сферами. Иные виды ходов заполнены аутигенными зернами глауконита, обломочными зернами кварца и полевого шпата. Кроме того, в ходах илоедов встречаются агрегатные скопления глинистых минералов. Часть ходов может быть нацело выполнена кристаллами цеолитов. Стенки ходов роющих организмов могут быть выполнены пиритом, кристобалитом, цеолитом, ангидритом и кальцитом.

Минеральный парагенез силицитов позднего мела севера Западной Сибири сформировался в результате преобразования пеплового материала в морском бассейне за счет биохимических процессов обусловленных деятельностью бактерий.

Литература

1. Астафьева М.М., Жегалло Е.А., Ривкина Е.М., Самылина О.С. и др. Бактериальная палеонтология. М: ПИН РАН, 2021. 124 с.

2. Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М: ПИН РАН, 2011. 171 с.

3. Смирнов П.В. Фазовые переходы кремнезема в опал-кристобалитовых породах как фактор качества кремнистого сырья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 9. С. 6–15.
Состав и строение нижнепермского подсолевого комплекса Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности

Прикаспийская впадина является частью Восточно-Европейской платформы и имеет тектонические границы с востока и юга, которые определяют распределение в ее пределах карбонатных и терригенных областей осадконакопления в ассельско-артинских веках ранней перми. В основном, области карбонатного и терригенного осадконакопления ранней перми были унаследованы от среднего и верхнего карбона, но на распределение фаций повлияла крупная трансгрессия моря в начале ранней перми, вызванная эвстатическим подъемом его уровня на 200–300 м.

В краевых частях Прикаспийской впадины, включая и соседние площади обрамления, при накоплении подсолевой нижней перми обособляются области с преимущественным накоплением терригенных или карбонатных осадков, которые принадлежали соответственно терригенному и карбонатному шельфам (рис. 1). Первые тяготеют к герцинидам Южного Урала и кряжа Карпинского и приурочены к восточной и южной бортовым зонам Прикаспийской впадины. Вторые приурочены к карбонатным платформам, связанным с мелководными шельфами пассивной прогибающейся окраины Восточно-Европейской платформы, расположенным в пределах западной и северной бортовых зонах впадины, и к карбонатным платформам тектонических поднятий, расположенных в юго-восточной и южных бортовых зонах. Зоны шельфов переходят в глубоководные зоны, в которых накапливаются турбидиты известнякового и полимиктового состава, образованные гравитационными потоками и имеющие разные источники питания. В глубоководных зонах также встречены поднятия дна бассейна, образованные или тектоническими движениями или затопленными каменноугольными карбонатными платформами, которые огибаются гравитационными потоками.

о подсолевом нижнепермском комплексе остаются актуальными при планировании геолого-разведочных работ в исследуемом регионе, так как отложения этого комплекса на данный момент являются самыми доступными для бурения по глубине залегания, при этом необходимы сведения об их фациальных особенностях и типах ожидаемых ловушек

¹ ТОО «Казкорресеч», Атырау, Казахстан

² ТОО «КазНИГРИ», Атырау, Казахстан



Рис. 1. Схематическая карта литофаций Прикаспийской впадины подсолевой ранней перми.

карбонатные платформы; 2 – биогермные постройки: а) установленные,
предполагаемые; 3 – переслаивание глинисто-карбонатных и глинистых отложений в зоне поднятий дна бассейна; 4 – преимущественно глинистые отложения глубоководного бассейна; 5 – песчано-гравийные отложения предгорного прогиба; 6 – глубоководные конуса выноса гравийно-песчано-глинистого состава; 7 – глубоководные конуса выноса карбонатно-глинистого состава; 8 – зона отсутствия осадков; 9 – зона неопределенности; 10 – направление сноса обломочного материала. 11 – современное положение Каспийского моря; 12 – населенные пункты

углеводородов. Из крупных месторождений нефти и газа, обнаруженных в отложениях нижней перми, могут быть названы Карачаганак и Кайран, которые приурочены к одиночным органогенным постройкам. Многолетние поиски подобных структур за пределами бортового палеозойского уступа во внутренней части Прикаспийской впадины пока не увенчались открытием ни одного крупного или даже среднего по запасам месторождения углеводородов, что связано с приуроченностью одиночных органогенных построек к поднятиям дна в относительно глубоководных условиях, имеющих локальное распространение. Нижнепермские карбонатные платформы, связанные с мелководными шельфами и тектоническими поднятиями, характеризуются небольшими по запасам месторождениями углеводородов.

Из имеющихся перспективных объектов подсолевой нижней перми Прикаспийской впадины слабо изучены бурением глубоководные отложения. Скопления углеводородов (месторождение Акжар Восточный), связанные с гамма-активной пачкой, являющейся нефтематеринской породой, приурочены к зонам сочленения палеоподнятий с глубоководными областями. Толщина гамма-активной пачки и содержание в ней органического вещества ближе к центральной части Прикаспийской впадины уменьшаются или совсем исчезают, что делает данную территорию малоперспективной на подобный тип месторождений. Породы-коллектора, приуроченные к турбидитам известнякового и полимиктового состава, образованные гравитационными потоками, характеризуются посредственными коллекторскими свойствами. Грубообломочные и песчаные породы с хорошими коллекторскими свойствами, образованные за счет отмыва от глинистой фракции в активных гидродинамических условиях, прогнозируются в более масштабных проявлениях турбидитовых потоков в виде каньонов. Положение каньонов бурением не установлено, что связано с низкой степенью геолого-геофизической изученности глубокопогруженных подсолевых отложений.

Также при бурении на каменноугольные и девонские отложения необходимо учитывать имеющиеся данные о строении нижней перми. Одним из поисковых признаков наличия каменноугольных карбонатных платформ являются сокращенные толщины нижней перми, образованные на палеподнятиях дна относительно глубоководного бассейна при дефиците осадочного материала.

Связь углеводородов (УВ), дегазации, вулканогенно-осадочного литогенеза, тектоники и минерализации (на примере нескольких альпийских структур Южного Каспия, В. Кавказа и Ирана); некоторые проблемы

Фундаментальная проблема дегазации Земли, ответственной за вулканизм (магматизм) и рудообразование, климатические аномалии, озоновые дыры, массовые пожары, порой – сейсмичность (в том числе связанную с рудообразованием), повышенную заболеваемость и т.д., исключительно важна [2, 3-8]. Выдающийся ученый П.Н. Кропоткин (ГИН РАН) в 1955 г. открыл ветви дегазации Земли: холодную (углеводородную – УВ) и горячую (H2 и восстановленные газы, способствующие рудообразованию флюидного генезиса, что развили затем также Д.С. Коржинский и др.) [2, 5]. Связь дегазации и вулканизма с тектоникой очевидна. А связь литология – УВ – тектоника – вулканизм (или шире – магматизм) – рудообразование (включая мизерную минерализацию), несомненно, требует пристального изучения. Биогенные УВ обусловлены также и второстепенными глубинными факторами (повышенное тепло, тектоника и геодинамика). Нами предлагаются оригинальные и литературные материалы по отдельным альпийским структурам Ю. Каспия – В. Кавказа – Ирана и др. [1, 2, 5, 10]. Ниже предлагаются некоторые данные по уникальным УВ конкретно в тектонически активном изучаемом регионе и общие вопросы УВ:

– в гигантском УВ-поясе: Баренцево море – Каспий – Персидский залив на самом Каспии выявляется обратная корреляция: соляные купола севернее, а грязевые вулканы, ближайшие родственники УВ – южнее (это общая флюидная система); сходная субмеридиональная ориентация соляных куполов видна и в Персидском заливе;

 – в Прибалханской зоне Южного Каспия – участок Барсакельмес и др. фиксированы многоэтажные залежи миоцена–квартера?, N2–Q? (Международная Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления, 2003);

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан

³ Университет Исфахана, Иран

⁴ Сатрап ресурсиз компания, Перт, Австралия

– подчиненная зональность меньшего порядка нефть – газ (запад – восток): Персидский залив и Каспий – Туркмения, также указывает на участие глубинного фактора. Анализ детальных структурных карт по УВ часто дает однозначный максимум УВ (несколько площадей Западной Сибири, Южного Арала и др.). Зональность УВ вообще фиксируется по картам разного масштаба, что говорит в пользу ощутимой, до 300 км, латеральной миграции УВ, как отмечал Р.Б. Сейфуль-Мулюков (2010) и др.

Далее приведем факты по УВ других регионов, в том числе и по глубинному, но не рещающему фактору [2, 5]:

– баланс углерода (С) во времени постоянен? (Gold and Held, 1987, Selly 1998, с использованием известных материалов Н.А. Кудрявцева);

 констатация смешения биогенных и абиогенных УВ-газов в сипах (выход газов и, реже, нефти) Турции – по изотопии углерода (С) и кислорода (О₂);

– наличие, помимо метана (CH₄), также этана (C₂H₆) и пропана (C₃H₈) на планетах;

– не существует непрерывной цепи УВ: газы – нефть, хотя нефть искусственно, с катализаторами и т.д. и была получена из метана;

– по данным группы М.Д. Хуторского – Б.Г. Поляка, установлен мантийный изотоп гелия 3 в грязевых вулканах – как следствие кайнозойского вулканизма Б. Кавказа; важно, что здесь произошел именно захват мантийного гелия в осадочном процессе;

получение аминокислот из неживой природы: опыт С. Миллера,
США (1951) и др. – шаг к пониманию возникновения жизни на Земле из неорганических соединений;

– захваченные биогенные УВ на вулканах Камчатки и Исландии – по Е.К. Мархинину и В.В. Челокову и др. (1989), Н.Л. Добрецову и Н.А. Кулакову и др. (2013) и мн.др.

– обильные газогидраты в океанах – следствие дегазации, по О.А. Мазаровичу, С.Ю. Соколову и др. (2010);

– работы А.И. Опарина (1938) о происхождении жизни на основе УВ;

– механизм круговорота (рециклинга) УВ с помощью субдукции (мезозой–квартер) сейсмолога М.В. Родкина – стирает грань между противоположными гипотезами происхождения УВ; М.Р. Родкин и Н.В. Пунанова (2015) подтвердили близость геохимии УВ с нижней (редко – верхней) корой Камчатки; они же (2022) получили обратную корреляцию биогенных (в чехле) и «глубинных» микроэлементов, что говорит об их связи;

– данные о биогенном факторе УВ, спровоцированном глубокой дегазацией (H₂ и др.), разломами, ослабленными зонами, что известно, начиная с работ Д.И. Менделеева. Для доминирующих в мире, заведомо биогенных УВ важен и подчиненный глубинный фактор (катализирующий вызревание ОВ и сам УВ-процесс).

Итак, связанные дегазация и тектоника заметно влияют на седиментацию, УВ, вулканизм и рудообразование (или минерализацию). Тектоника маркируется вулканизмом (магматизмом), за исключением случая его запаздывания. А магматизм рождает магматическую металлогению, которая затем влияет на осадочную металлогению [2, 5, 9–13]), тесно связанную и с дегазацией. Рудная минерализация нередко ассоциирует с УВ (УВ ниже в стратиграфической колонке и моложе руды): Ю. Урал, отчасти Иран и др. Совместный анализ перечисленных выше дисциплин, несомненно, очень продуктивен и экономически важен.

Авторы очень благодарны В.Г. Трифонову, В.В. Ярмолюку, А.В. Гирнису, В.Л. Сывороткину, А.Ю. Ретеюму, Ю.А. Воложу, Д.А. Астафьеву, М.В. Родкину, А.М. Кузину; А. Хушманзаде[†], М.А.А. Ноголь Садату[†] и Е.Л. Романько[†], многим различным специалистам за ценные консультации, конструктивную критику и т.д.

Исследование выполнено по планам госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е. и др. Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Геотектоника. 2017. № 5. С. 30–41.

2. *Кропоткин П.Н.* (ред.) Дегазация Земли и геотектоника: Тезисы докладов 3 Всесоюзного совещания. Москва. 1991. М.: Наука, 1991. 261 с.

3. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.

4. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

5. *Страхов Н.М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 640 с.

6. *Сывороткин В.Л., Павленкова Н.И*. Мировая рифтовая система и нефтегазоносные пояса планеты // Глубинная нефть. 2013. Т 1. № 10. С. 1576–1585.

7. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС. 2017. 180 с. (Тр. ГИН. Вып. 641).

8. *Хворова И.В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7-29. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 81)

9. *Kostyleva V.V., Lutikov O.A., Gertseva M.V. u dp.* Middle Jurassic rocks on the Ulakhan-Sis Ridge (Sakha Republic): Biostratigraphy, Lithological Features, and Depositional Environments // Lithology and Mineral Resources. 2024. V. 59(3). P. 314–329.

10. Romanko A., Imamvderdiyev N., Vikentev I. et al. On a tectonics, magmatism and hydrocarbons (HC, oil-gas) of the South Caspian – West Baluchestan, Middle East: some problems and constraints // Abstracts EGU General Assembly 2024. Vienna. Austria. 14–19, April. EGU24-20570. https://doi.org/10.5194/ egusphere-egu24-20570. 2024.

11. Shchepetova E., Rogov M., Gulyaev D. et al. // Jurassic System of Russia: Problems of stratigraphy and paleogeography. All-Russian meeting with international participation. Online-Conference. 2020.

12. Tuchkova M.I., Vatrushkina E.V., Sokolov S.D. Gravity flow deposits in Mesozoic sediments of Chukotka microplate (North-East Russia) // Dep. Record. 2024. V. 10(3). DOI: 10.1002/dep2.269

13. Vatrushkina E.V., Kostyleva V.V., Sokolov S.D., Gertseva M.V. age and composition of the Middle–Upper Jurassic sediments in the Central Zone of the Polousnyi Terrane (Northern Yakutia) // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 519(1). 2024. P. 396–404.

С.В. Рудько¹, Д.В. Рудько², А.В. Шацилло³

Фации тонкослоистых ритмитов в составе Среднесибирского ледникового горизонта (венд, Патомское нагорье) и их значение для палеогеографии

В 2019 году в ИГГД РАН мы уже представляли результаты изучения обстановок формирования тонкослоистых ритмитов в составе Среднесибирского ледникового горизонта (СЛГ) в основании разреза венда на юге Сибири. В настоящем сообщении коротко изложена обновленная фациальная характеристика тех же разрезов и представлены наши взгляды на методику обоснования фациальной принадлежности ритмичнослоистых отложений в области ледниковой седиментации, которую мы планируем развивать в рамках текущего проекта РНФ.

Ритмиты в составе ледниковых отложений потенциально являются варвами. Не вызывающее сомнений диагностирование доплейстоценовых

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

варвитов (литифицированные древние варвы) является пока нерешенной задачей, хотя интерес к этому большой – обоснование сезонной природы слоистости проливает свет на скорость седиментации, на климатическую зональность и цикличность, накладывает ограничения на палеоширотную характеристику отложений. В частности, сезонные отложения могут привлекаться для тестирования палеоширотного положения докембрийских ледников и тестирования гипотезы «Земля – снежок».

Как показывает практика, варвиты в древних отложениях могут быть перепутаны с тонкослоистыми приливно-отливными ритмитами, а также с псевдоритмитами – микротурбидитами и слоистыми отложениями подводных течений. Приливно-отливные ритмиты – это также полезный источник информации о палеогеографии, о скорости седиментации и даже о небесной механике во время накопления отложений. Турбидиты и отложения подводных течений соответствуют либо стохастическому процессу, либо автоциклу, не связанному с изменением условий среды седиментации.

В составе СЛГ нами изучалось три горизонта ритмитов. Два из них расслаивают тиллиты в нижней и верхней частях ничатской свиты на западном склоне Алданского щита, отвечающие флювиогляциальной и мариногляциальной обстановкам, соответственно [1]. Третий горизонт расслаивает тиллиты в верхней части большепатомской свиты на Уринском поднятии. Большепатомский и верхненичатский ритмиты занимают близкое стратиграфическое положение в верхней части СЛГ, при этом находясь на удалении друг от друга более чем в 200 км.

Ритмит нижненичатской подсвиты представлен тонким переслаиванием алевролита и аргиллита с песчаной и реже гравийной примесью. Мощность изученной в шлифах последовательности составила 2.1 м. Темный аргиллитовый слоек имеет среднюю мощность около 0.5 мм и характеризуется массивной текстурой, повышенным содержанием органического вещества. Светлый алеврит-песчаный слоек имеет среднюю мощность около 3 мм. Он образован напластованием алевролитовых субслойков с нормальной градацией зерен или без нее. Песчаный и гравийный обломочный материал распределен и в темных, и в светлых слойках, имеет признаки дропстоунов и включает, в том числе, тилловые пеллеты, что позволяет рассматривать этот материал как продукты ледового разноса (ПЛР). Наибольший интерес представляет, наблюдаемое в шлифах избирательное распределение ПЛР по слойкам. ПЛР обильно насыщают светлые алевритовые слойки ритмита, реже встречаются в темных аргиллитовых слойках, и не встречаются никогда в алевритовых субслойках с нормальной градационной слоистостью. Мы полагаем, что избирательное распределение ПЛР в этом ритмите может определяться различным температурным режимом седиментации, то есть, указывать на приуроченность темного слойка к времени замерзания водоема и отсутствия ледохода, а светлого слойка – к сезону таяния. Полное отсутствие ПЛР в светлых слойках с нормальной градационной слоистостью связано с быстрым накоплением последних в результате осаждения из мутьевых потоков.

Алевро-доломитовый ритмит верхненичатской подсвиты и аргиллиталевритовый ритмит большепатомской свиты обладают тончайшей (пара слойков составляет около 1 мм) слоистостью и феноменальной регулярностью напластования (устойчивая мощность многократно повторяющихся планарных слойков) на изученных интервалах в первые десятки сантиметров. Перечисленные признаки, а также некоторые геохимические и петромагнитные характеристики ритмита верхненичатской подсвиты, ранее позволили выстроить аргументацию в пользу сезонной природы слоистости и в этих горизонтах [2]. Однако, новые образцы, специально отобранные на переходе к перекрывающим диамикитам, чтобы проанализировать распределение дропстоунов по слоистости ритмита, выявили картину противоположную той, что установлена для нижненичатских ритмитов. Здесь в темных глинистых слойках ПЛР встречаются чаще, чем в алевритовых светлых. Вместе с тем, в обоих ритмитах в наиболее мощных светлых слойках на переходе к диамиктитам наблюдается внутренняя сложная структура, обусловленная циклично изменяющейся мощностью субслойков с постепенным уменьшением их мощности вблизи подошвы и кровли слоя, которая могла бы быть истолкована либо как 11-летний цикл солнечной активности, либо как приливно-отливный цикл. Сравнительный анализ с современными отложениями показывает, что аналогов такой очень упорядоченной слоистости среди современных и плейстоценовых сезонных отложений все же неизвестно. Это можно объяснить тем, что цикл солнечной активности имеет слишком опосредованное влияние на погоду в течение года, чтобы выразиться в строгозакономерно изменяющейся мощности слойков. Аналоги описанного циклита в приливно-отливных фациях напротив документируются все чаще, с тех пор как он обнаружен в начале 90-х годов XX века [3]. Совокупность этих наблюдений позволяет сейчас интерпретировать ритмиты в верхней части СЛГ как приливно-отливные отложения. Избирательное попалание ПЛР в темные слойки в этих ритмитах связано не с температурой, а со скоростью седиментации – дропстоуны с большей вероятностью попадают в слойки, соответствующие конденсации времени. В текущей интерпретации обстановки формирования ритмитов согласуются с палеогеографическими результатами изучения грубообломочных тиллитов. Варвиты нижненичатской подсвиты формировались в континентальной обстановке, а приливно-отливные ритмиты верхненичатской подсвиты и большепатомской свиты – в мариногляциальной.

Представляется, что анализ распределения ПЛР по слоистости в ритмите – это перспективный и пока не разработанный инструмент для диагностирования сезонных отложений. Избирательное или неизбирательное распределение продуктов ледового разноса в слойках ритмита, отождествляемых с разными сезонами, может быть оценено с использованием статистики. Статистическую оценку кажется перспективным построить по принципу игры, в которой ведется счет дропстоунов в каждом наблюденном темном и светлом слойке, а спорные дропстоуны засчитываются в пользу проигрывающей стороны. Игра останавливается, когда с определенной вероятностью устанавливается различие среднего количества дропстоунов в подсчитанной серии слойков. Далее если удается исключить, что скорость накопления победившей по количеству ПЛР команды слойков не была ниже скорости накопления проигравшей, то единственным возможным фактором, обусловившим победу, можно считать более теплый температурный режим седиментации, сопутствующий накоплению победившей команды слойков – то есть, сезонность. Практическая адаптация предлагаемой методики к реальным объектам составляет предмет наших дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 25-27-00248).

Литература

1. *Чумаков Н.М., Керницкий В.В.* Стратотип и фации ледниковой ничатской свиты нижнего венда, бассейн р. Чара, средняя Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. №. 4. С. 3–11.

2. Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В. и др. Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. №. 6. С. 34–58.

3. *Tessier B*. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction // Mar. Geol. 1993. V. 110(3–4). P. 355–367.

Голоценовые террасы Восточно-Черноморского побережья (Колхида): состав, строение, обстановки седиментации

Террасы позднего голоцена Черноморского побережья Кавказа начали формироваться 5.5–6.0 тыс. л.н. [1], при современных отметках уровня моря, на отложениях застойных заболачивающихся водоемов. На протяжении позднего голоцена территория Колхидской низменности была представлена торфяниками [2]. Повсеместно развиты болота, мелкие озера, отшнурованные лагуны, и прочие небольшие водоемы, водный режим которых определялся близостью Черного моря и в меньшей степени – наличием небольших речек, ручьев, временных потоков [3]. В период полевых работ 2022–2024 гг. участником нашей экспедиции А.Л. Чепалыгой были выделены системы террас (Очамчира, Бамбора, Мюссера) и одиночные террасы (районы Сочи, Мацеста, Мамай-Кале, Томыш и др.). Системы террас включают до шести террасовых поверхностей, как это представлено в окрестностях Очамчира и обусловлено постепенным поднятием этого участка поверхности. Системы террас Мюссера и Бамбора включают пять и четыре террасы соответственно.

Очамчира – система из шести голоценовых террас, расположенных в юго-восточной части Колхидской низменности – равнинной, заболачивающейся территории. В цоколе террас вскрываются песчано-гравийногалечные отложения прибрежно-мелководной фации, низкокарбонатные (результат разбавления поверхностными водами), с глинистым цементом, обилием гумусированной растительной органики, участками колломорфной структуры, с высоким содержанием железистых конкреций. Выше по разрезу галечники сменяются тонкими глинисто-алевритовыми гумусированными отложениями застойных заболачивающихся водоемов. В составе минералов глин преобладают каолинит, смешанослойный смектит-каолинит (или каолинит-смектит), слюда, смешанослойный хлорит-смектит – т.е. минералы, характеризующие осадки кислой среды торфяных болот [2]. В разрезе отложений V террасы отмечается несколько горизонтов грубообломочных отложений временных потоков и селевых лавин, что, вероятно, объясняется особенностями рельефа местности (возможно, близость склона, наличие оврага). Строение и состав отложений

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт археологии РАН, Москва, Россия

³ Ииститут географии РАН, Москва, Россия

этих террас характеризуют изменение обстановок осадконакопления от прибрежно-морских к лагунно-озерным заболачивающимся остаточным водоемам, с незначительным поступлением аллювиальных осадков и отложений временных мутьевых потоков типа селей

Мюссера – система из пяти голоценовых террас, наиболее детально изучена III терраса, как самая представительная по мощности (около 2.5 м), Терраса сложена толщей алевролитов, залегающих на базальном горизонте гравийно-галечных отложений, мощностью не более 20 см (возможно, пляжевой фации), состоящих преимущественно из местных пород, с алевро-глинистым цементом. Вверх по разрезу, в толще интенсивно гумусированных алевролитов, обнаружены две линзы гравелитов, мощностью не более 30 см, на глубине 2.0 и 0.7 м от поверхности террасы. Возможно, это аллювий небольших речных артерий или временных потоков (береговой смыв). Отложения в целом характеризуют сильно опресненный водоем с интенсивным привносом береговой растительности и разбавлением поверхностными водами. Содержание остаточного иона Cl-, как индикатора солености, не превышает 0.03-0.06‰, что характерно для очень опресненного бассейна [4]. В составе глин: смешанослойный смектит-каолинит, слюда, каолинит, следы смешанослойного хлорит-смектита (или смектит-хлорита). Преобладание каолинита, в том числе каолинит-смектита смешанослойного, возможно, синтезированного именно в бассейне седиментации, характерно для кислой среды торфяных болот [5].

Мыс Бамбора представляет систему четырех террас, из которых наиболее детально изучено строение IV террасы, мощностью более 4 м. В нижней части разреза террасы, от уреза воды вверх вскрываются горизонты галечников: в подошве плотные, сцементированные, выше – рыхлые, сыпучие. В составе галек – кварц, кремни, песчаники, изверженные породы. Над галечниками с резким контактом залегают светло-бежевые карбонатные породы кальцито-доломитового состава с примесью кварца (содержание доломита 40-70%, кальцита ~ 20%, кварца ~ 10%). Повсеместно включения фрагментов растительной ткани и простейших известковых микроорганизмов. Вверх по разрезу породы постепенно сменяются красновато-бурыми карбонатными отложениями интенсивно ожелезненными (отмечены колломорфные текстуры, образованные за счет пропитки железооксидными растворами), значительно повышается содержание растительной органики. Отличительная особенность отложений этой террасы – их высокая карбонатность, что, предположительно, могло быть связано с влиянием углеводородных газов, поступающих из глубин в составе флюидов, сипов и др. эндогенных источников, установленных на акватории Черного моря [6]. Однако, по результатам изотопного анализа δ¹³С и δ¹⁸О, наличия флюидов не установлено. Полученные данные по содержанию δ¹³C (от –0.4 до 2.1) однозначно свидетельствуют в пользу осадочного генезиса отложений террасы [7].

Установлено отличие террасы Бамбора и по составу глинистых минералов: преобладают смешанослойные хлорит-смектиты, за ними следуют слюда-смектит и слюда, в незначительном количестве каолинит и, возможно, хлорит. Преобладают глинистые минералы терригенного комплекса, без видимых следов преобразования. В отложениях террас Мюссера и Очамчира преобладает каолинитовая фаза (собственно каолинит и смешанослойные каолинит-смектит, смектит каолинит) – минералы, образуюциеся непосредственно в торфяниках, в условиях кислой среды. В районе Бамбора, при отсутствии интенсивного поверхностного и аллювиального стока (возможно, в более засушливый период) сохранялся режим мелководного морского бассейна, в то время как формирование террас Мюссера и Очамчира происходило на фоне регрессивного обмеления, опреснения и заболачивания территории.

Выделенные и исследованные в настоящей работе **одиночные террасы** также можно разделить на две группы, по различию динамики условий седиментации. Это либо отложения мелководных застойных заболачивающихся водоемов равнинного лагунно-озерного типа, без примеси грубого аллювия, либо, вблизи горных массивов при возникновении горных речек, ручьев. склоновых смывов и селевых потоков, отложения галечников-гравелитов, чередующихся с тонкими осадками заболачивающихся водоемов.

Проведенные исследования голоценовых террас Колхидской низменности показывают различие строения и состава этих террас в зависимости от обстановок накопления первичных осадков. Различия проявляются по гранулометрическому составу, карбонатности, присутствию растительной органики, постседиментационным преобразованиям. Террасы, сформированные на отложениях мелководных застойных заболачивающихся водоемов лагунно-озерного типа, представлены тонким глинисто-алевритовым терригенным материалом, часто с примесью мелко-тонкозернистого песка, с обилием фрагментов растительных тканей (листьев, стеблей, древесных обломков, часто обугленных), с участками гумусовой пропитки (вплоть до образования коллоидно-дисперсной массы) и железооксидными пятнами, с обилием конкреций Fe-Mn. Фауна практически отсутствует (возможно растворение карбоната раковин при участии органических фульво-кислот, поступавших из почв с береговым стоком), карбонатность осадков низкая, обусловленная растворением кальцита и значительным разбавлением за счет поверхностного стока и атмосферных осадков. Интенсивность берегового стока очевидна по обилию фрагментов именно береговой, а не болотной растительности. Густой растительный покров и обилие осадков свидетельствуют о теплом влажном климате этого периода времени. Наличие горных массивов, близко подступающих к побережью Колхиды, способствовало возникновению горных речек, ручьев, временных потоков, обусловивших наличие в строении террас горизонтов грубого гравийногалечного материала, представленного, главным образом, обломками местных пород (песчаниками, сланцами, вулканитами, кварцем, плагиоклазом) и обилием органики растительного происхождения. Отложения представляют собой русловой, дельтовый, либо пойменный аллювий с относительной сортировкой материала, а также несортированные выносы селевых потоков, возникавших, вероятно, в результате обильных атмосферных осадков.

Работа выполнена в соответствии с темами Госзаданий ГИН РАН, ИА РАН, ИГ РАН.

Литература

1. Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1981. 202 с.

2. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 428 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 492)

3. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа, гл. 10.2. «Развитие Имеретинской лагуны и формирование современной поверхности междуречья Мзымта–Псоу». Изд. «Дальнаука», М.– Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 245–247.

4. Способ определения генезиса морских осадочных отложений: Пат. № 2665152 С1 / Е.П. Терехов, А.В. Можеровский, Н.Н. Баринов – з. № 2017146518, заявл. 27.12.2017, зарег. и опубл. 28.08.2018, Бюл. № 25. https://findpatent.ru/patent/266/2665152.html

5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН. Вып. 446).

6. Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А.С., Сокол Э.В. и др. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 1. Геохимические особенности и генезис грязевулканических вод // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 485–512.

7. *Леин А.Ю., Иванов М.В.* Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

Проблемы датирования миоценовых пород Восточного Паратетиса с помощью палеомагнитного метода: к вопросу первичности естественной остаточной намагниченности

Магнитостратиграфический метод достаточно часто применяется для датирования пород неогена Восточного Паратетиса, включая осадочные отложения миоцена. Эти данные, в свою очередь, становятся основой для стратиграфических корреляций и реконструкций геодинамической эволюции региона.

На основании палеомагнитных результатов, выраженных в изменении виртуальных магнитных полюсов, определяется последовательность зон прямой и обратной полярности по разрезу. Последовательность выделенных магнитозон сопоставляется с магнитостратиграфическими шкалами и, при учете биостратиграфических данных, делается привязка разреза к тем или иным хронам. Однако простота данного метода мнимая и без тщательного рассмотрения качества палеомагнитных данных может привести к неверному выделению магнитозон и, следовательно, к ошибочной оценке возраста изучаемых отложений. При этом неверная датировка может находиться в согласии с биостратиграфическими данными, которые позволяют датировать разрез с меньшей точностью.

Стандартом определения качества магнитостратиграфических данных является их соответствие критериям качества [1], при этом акцент ставится на соответствии максимальному числу критериев, без определения их значимости.

Учитывая неполноту магнитостратиграфических данных по опорным разрезам неогена Восточного Паратетиса, различие существующих датировок границ региоярусов верхнего миоцена и отсутствия положительных полевых палеомагнитных тестов как доказательства первичности палеомагнитной записи в предыдущих исследованиях, возникла необходимость вернуться к изучению отдельных разрезов Керченско-Таманского региона. Основной целью наших исследований стало определение магнитной полярности, по-возможности, датирование разрезов по магнитостратиграфическим, цикло- и биостратиграфическим данным и оценка первичности естественной остаточной намагниченности.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Проведены полевые работы на миоценовых разрезах Керченско-Таманского региона – Коп-Такыл, Скеля, Попов Камень, Панагия, Тамань и Тузла. Из отложений этих разрезов были отобраны коллекции ориентированных штуфов: Коп-Такыл – 44 штуфа (мощность апробированного разреза ~53 м), Скеля – 49 штуфов (~80 м), Попов Камень – 146 штуфов (~81 м), Панагия – 81 штуф (~51 м), Тамань – 20 штуфов (~9 м), Тузла – 17 штуфов (~10 м). Наиболее яркий результат перемагничивания получен на породах сармат-мэотиса разрезов Попов Камень, Панагия, Тамань и Тузла, расположенных на разных крыльях антиклиналей единой складчатой системы четвертичного возраста [2]. По результатам палеомагнитных исследований прослеживается корреляция между элементами залегания и направлениями естественной остаточной намагниченности в древней системе координат (с учетом элементов залегания толщи), что явным образом указывает на частичное перемагничивание этих разрезов. При этом данные по разрезам Панагия и Тамань показывают направления, в целом, типичные для миоцена, это связано с тем, что породы в изучаемых разрезах падают под небольшим углом на север, поэтому эффект перемагничивания в кайнозойское время на них не столь заметен, как на разрезе Попов Камень, где азимуты падения пород западные, и на разрезе Тузла, где азимуты падения пород южные.

Результаты палеомагнитных исследований разрезов Попов Камень, Панагия [3] Тамань и Тузла, а также наши данные по тарханским отложениям разреза Коп-Такыл [4], впервые показали перемагничивание миоценовых отложений Таманского п-ова и Крыма. Согласно системе оценки качества магнитостратиграфических данных, наши результаты являются качественными и при отсутствии полевых тестов (или невозможности сделать полевые тесты) считались бы надежными для построения частных магнитостратиграфических колонок, что привело в дальнейшем к некорректному определению возраста с помощью магнитостратиграфического метода. Это поднимает важный вопрос о необходимости тщательного изучения природы естественной остаточной намагниченности в магнитостратиграфических исследованиях, в частности, разрезов миоцена Керченско-Таманского региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания Госбюджетных тем ГИН РАН (№ 123032400061-6), Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-00439-25-00), ИФЗ РАН (№ FMWU-2025-033).

Литература

1. *Opdyke M.D.*, *Channell J.E.T*. Magnetic stratigraphy. Academic press, 1996. 341 p.

2. Гайдаленок О.В. Структура Керченско-Таманской зоны складчатых деформаций Азово-Кубанского прогиба. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, ГИН РАН, 2020. 128 с.

3. Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Пилипенко О.В., Кудашин А.С. Палеомагнетизм сармата-мэотиса Восточного Паратетиса: перемагничивание или нет? // Физика Земли. 2022. № 6. С. 113–133. 10.31857/S0002333722060114

4. Pilipenko O.V., Salnaya N.V., Rostovtseva Y.V., Novruzov Z. Rock-magnetic studies of the tarkhanian sediments in Kop-Takyl section (the Kerch peninsula) // Russian Journal of Earth Sciences. 2021. V. 21. P. 1–15.

А.Н. Сандула¹

Формационный анализ каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений бассейна Верхней Печоры (Северный Урал)

Формации каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений Западного склона Печорского Урала завершают формационный ряд Елецкой структурно-формационной зоны северо-восточного ограничения Европейской платформы (шельф пассивной окраины) [1].

Состав строение и условия образования этих отложений изучались во время полевых работ в бассейне Верхней Печоры по берегам рек Унья, Малая Печора, Илыч. Также были собраны дополнительные данные в разрезах среднего и нижнего течения р. Щугор и на гряде Чернышёва (реки Изъяю, Кынбожью, Шарью). Кроме того, были привлечены материалы из коллекции А.И. Елисеева (полевые описания, петрографические шлифы).

Литолого-генетические особенности изученных отложений [6] и особенности палео-геодинамического развития Печорского Урала [7] показывают, что на территории бассейна Верхней Печоры на протяжении визейско-ассельского времени существовал палеобассейн (Верхнепечорский), эволюция осадконакопления которого имеет свои отличительные черты.

¹ Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В строении визейско-ассельских отложений Верхней Печоры (рис. 1) выделяется три трансгрессивно-регрессивных циклита: *визейско-серпу*ховский, башкирско-московский, позднекаменноугольно-раннепермский. Границы между ними четко фиксируются по литологическим признакам: –



Рис. 1. Формационный ряд каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений территории Верхней Печоры.

Условные обозначения: 1–8 – типы разреза (1 – известняковый, 2 – известняковый (биоцементный, биокластовый), 3 – кремнисто-известняковый, 4 – доломитово-известняковый; 5–8 – глинисто-известняковый (6 – кварцевопесчаный, 7 – кремнистый, 8 – сидерито-конкрециевый); 9–16 – органические остатки (9 – кораллы, 10 – брахиоподы, 11 – водоросли, 12 – палеоаплизины, 13 – микробиальные образования, 14 – строматолиты, 15 – микрокодии); 16 – оолиты; 17–18 – известняковый литокластовый материал (17 – мелкообломочный, 18 – песчаный); 19–20 – карбонатные формации семейств платамовых (19) и калейдовых (20) в основании башкирского яруса залегает пачка (5–8 м) пестроцветных известковых, частично окремненных аргиллитов, содержащих различное количество (20–70%) разноразмерных известняковых обломков (р. Унья, правый берег выше устья р. Мисюряй, р. Илыч, правый берег выше скалы Лек-из) [5]; на границе среднего и верхнего карбона фиксируется несколько уровней с признаками субаэральной экспозиции в отложениях верхней части мячковского горизонта московского яруса (эрозионные врезы и слои с микрокодиевыми образованиями), а также слоев оолитовых известняков и биокластовых известняковых песчаников в основании касимовского яруса [3, 4].

В составе изученных отложений выделяются четыре типа разрезов, формирующие литологические комплексы различного времени и накапливавшиеся в разных условиях: кремнисто-глинисто-карбонатный открытоморской (тульский), кремнисто-карбонатные открытоморские (алексинско-нижнемихайловский, башкирско-нижнемосковский, касимовско-среднегжельский), карбонатные мелководно-отмельные (верхнемихайловско-протвинский, московский), а также верхнегжельскоассельский мелководно-депрессионный (кремнисто-известняковый, известняковый, глинисто-известняковый).

Литологические комплексы, образованные в открытоморских условиях осадконакопления, по своим литологическим характеристикам и строению вполне соответствуют определению формаций из семейства платамовых (по А.И. Елисееву, это карбонатные или терригенно-карбонатные формации, образованные на континентальной окраине, отвечающие трансгрессивному этапу ее развития и связанные с открытым шельфом [2, с. 19]). Комплексы, образованные в мелководно-отмельных и мелководно-депрессивных условиях – определению формаций из семейства калейдовых (карбонатные формации закрытого шельфа, отвечающие регрессивному этапу развития бассейна [2, с. 20]).

Выделенные нами трансгрессивно-регрессивные циклиты сформированы в результате последовательной смены отложений платамовых и калейдовых формаций и образуют вертикальный формационный ряд, состоящий из их трехкратного повторения.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература

1. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.

2. *Елисеев А.И.* Геологические формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.

3. Пономаренко Е.С. Вернекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 177 с.

4. Пономаренко Е.С., Иванова Р.М. Касимовский ярус в разрезе Молебен-Из (р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. 2020. № 20(3). С. 341–362.

5. Сандула А.Н. Эволюция среднекаменноугольного осадконакопления на Печорском Урале // Мат-лы IX Всеросс. литол. совещ. (с межд. участием). Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 420–421.

6. *Сандула А.Н.* Формации каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений западного склона Печорского Урала (бассейн Верхней Печоры) // Вестник геонаук. 2023. № 12.

7. Сандула А.Н. Формационный ряд каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений (бассейн Верхней Печоры, Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. С. 215–217.

К.М. Седаева¹

Особенности литогенеза угленосных отложений Донецкого бассейна

1. Многим исследователям известна общая картина изменения глинистых минералов по стадиям литогенеза и углефикации по мере погружения угленосных отложений Донецкого бассейна на глубину и нарастания температуры и давления в стратисфере. Детальные послойные исследования постдиагенетических преобразований угленосных пород показали, что они специфичны и часто неоднозначны по разрезу и на площади как в пределах одной угленосной свиты, так и в пределах одного ее интервала, вмещающего промышленный пласт угля (мощностью более 0,5 м) и протягивающегося от районов наименее измененных пород (начальный катагенез, угли длиннопламенные марки Д) до районов глубоко преобразованных пород (поздний метагенез, угли антрацитовые марки А). Это очень наглядно видно на примере наиболее высокоугленосной свиты Донецкого бассейна – каменской свиты верхнего карбона (по-старому –

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

среднего карбона), возраст которой датируется как верхнебашкирский – нижнемосковский ($C_2^5 b_2 - m_1 k$).

2. Отложения каменской свиты являются наиболее контрастными по литологическому составу. Время формирования данных отложений характеризуется резкой и частой сменой обстановок осадконакопления. Собственно континентальные (озерно-болотные, болотные) обстановки сменялись обстановками крупного эпиконтинентального морского бассейна (прибрежно-морскими, обширными мелководно-морскими, отмельными и относительно глубоководными, значительно удаленными от суши). Здесь на определенных интервалах разреза прослеживаются уровни накопления песчаников мощностью от 10–15 до 30–40 м [1–2] и каолинизированных пепловых прослоев – тонштейнов [2–3].

3. Песчаники каменской свиты ($C_2^5 k$) часто содержат в том или ином количестве обломки эффузивных пород (преимущественно обломки основной массы вулканитов) среднего и кислого состава. В них отмечаются пласты и прослои туфопесчаников и туффитов, содержащих значительное количество слюдистого материала. В алевролитах, глинисто-алевритовых и глинистых отложениях континентального и морского генезиса встречаются прослои, обогащенные слюдой – микалиты. Характер слюд, их свежесть, широкое развитие биотита и наличие хлорит-мусковитовых и мусковит-биотитовых агрегатов (образованных в результате его преобразования на поздней стадии литогенеза) позволяют относить слюдистый материал к синхронному пирокластическому материалу, привнесенному в бассейн седиментации из близлежащих вулканических областей [2-3]. В глинистой части разреза отмечается повышенное содержание хлорита, форма выделения и размер частиц которого сходны с хлоритизированными обломками вулканического стекла пелитовой и алевритовой размерности, выявленного при электронном микрозондировании. Глинистые породы и минералы глинистой составляющей тонко-мелкообломочных пород (алевролитов, алевропелитов и отчасти алевропесчаников) характеризуются сложным и непостоянным первичным минеральным составом. В них преобладают монтмориллонит, в меньшей степени гидрослюда или иллит, реже хлорит и крайне редко каолинит. Они представляют собой ассоциации тех или иных минеральных и отчасти органо-минеральных компонентов, постседиментационные преобразования которых не всегда однозначны и специфичны на разных стадиях литогенеза даже в пределах одного угленосного интервала между известняками К2-К3 заключающего самый мощный (1.0-3.5 м) пласт угля k, [2-3].

4. На стадии начального (раннего) катагенеза (угли длиннопламенные марки Д) преобразуется монтмориллонитовая составляющая глинистых и алеврито-глинистых пород в смешанослойные образования. Трансформация глинистого материала по разрезу интервала К₂–К₃ происходит неравномерно и неодинаково. Значительные преобразования глинистой составляющей отмечается в цементирующей массе песчаников, в которой монтмориллонит (15–20%) и смешанослойные образования (20–30%) характеризуются крупночешуйчатой структурой. В ней смешанослойные образования представляют собой псевдоморфозы по монтмориллониту. В подугольной пачке морских глинистых пород алеврито-крупнопелитовой структуры (мощностью 12–15 м) также наблюдается значительное преобразование глинистого материала, показателем которого является присутствие в них смешанослойных образований (до 25-40%). Относительно слабо преобразованы глины, встречающиеся в прослоях между песчаниками и глинистыми алевролитами, в которых монтмориллонит характеризуется мелкочешуйчатым строением. В таких глинах смешанослойные образования составляют менее 10%. Однако в надугольной части разреза интервала К₂-К₃ наблюдается: 1) пачка (мощностью 2-12 м) прибрежно-морских глин хлорит(10-15%)-гидрослюдисто(20-25%)-монтмориллонитового состава, с обилием мелких углефицированных растительных остатков и 2) прослой (толщиною 0.02–0.03 м) углистой монтмориллонитовой глины или глинистого алевролита с массовыми скоплениями крупных пресноводных двустворок (в самой кровле пласта угля k₂). Монтмориллонит в них мелкочешуйчатый и он рассредоточено присутствует среди других глинистых минералов. Частицы гидрослюды и хлорита играли роль своеобразных защитных «миниэкранов», предохраняя его от дальнейших трансформаций и преобразований. Возможно, здесь монтмориллонит является аутигенным минералом, возникшим при изменении вулканогенной составляющей [2-3]. Трансформация вулканогенной, а именно пирокластической составляющей глинистых пород, вероятнее всего, началась ранее на стадии седиментогенеза и диагенеза, а закончилось на стадии начального (раннего) катагенеза, ибо в тонкой фракции (меньше 0.001 мм) данных глинистых пород отмечается присутствие в малом количестве смешанослойных образований слюда-смектитового и отчасти хлорит-смектитового ряда. Присутствие воды и начавшееся преобразование органического вещества (OB) с выделением углекислого газа создавали микролокальные щелочные условия, при которых был образован и в дальнейшем «законсервирован» новообразованный монтмориллонит (по пепловым частицам) на общем фоне восстановительной среды осадко- и породообразования.

5. В аргиллитах и глинистой составляющей песчано-алевритовых пород стадии раннего метагенеза (угли тощие марки Т) наблюдаются смешанослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого ряда. Появление и относительно широкое развитие смешанослойных образований связано с преобразованием пирокластического слюдистого материала (в основном биотита и отчасти хлорита), когда начинаются глубокие процессы его трансформации с образованием мелких агрегатных частиц по нему. Начальные фазы преобразования биотита пирокластической природы проявляются на среднем этапе позднего катагенеза (угли коксовые и отощенно-спекающие марки К и ОС) и устанавливаются только тонкими методами под электронным микроскопом. На стадии раннего метагенеза отмечаются масштабные преобразования пирокластического материала из-за разрушения тончайшей корочки закаливания вокруг пепловых частиц и обломков [2-3], образованных в процессе резкого перепада температуры и давления по мере переноса и поступления его в бассейн осадкообразования. Вследствие чего в составе глинистой фракции угленосных пород наблюдаются смешанослойные образования (что является аномальным для этой стадии литогенеза!). В подугольной пачке глинистых пород морского генезиса смешанослойные образования составляют от 25-20% (в нижней части интервала К₂-К₃) и до 10% (в верхней надугольной части интервала К₂-К₃). Более высокое их содержание (до 35-37%) наблюдается в тонкозернистых песчаниках, чем в глинистых алевролитах, в которых содержание смешанослойных образований составляет 25-27%.

Таким образом, литогенетические преобразования глинистых пород и глинистой составляющей алевролитов и песчаников угленосных отложений Донецкого бассейна происходит неравномерно и в большей части специфично и неоднозначно, и связано с их конкретными структурнотекстурными особенностями и природой исходного первичного обломочного материала (терригенной или вулканогенной). Начало преобразования монтмориллонитовой составляющей терригенной природы отмечается на стадии раннего и позднего катагенеза, а пирокластической природы – на стадии раннего метагенеза из-за наличия корочки закаливания вокруг обломочных зерен, поступавших в бассейн седиментации из близлежащих вулканических областей.

Исследования проведены в рамках темы Госзадания: проект № АААА-A16-116033010120-0.

Литература

1. Вишневская В.С., Седаева К.М. Особенности осадконакопления в ранне– среднем карбоне на юге Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 512–522.

2. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. и др. Влияние генетических особенностей на формирование физико-механических свойств пород среднего карбона Донецкого бассейна // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 2. С. 37–52.

3. *Калашников Г.В.* О находке пепловых туфов в отложениях каменской свиты (C₂⁵) Донецкого бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. XLIX. Вып. 1. С. 65–72.

Особенности преобразования пирокластического материала в морских отложениях с аномально высоким содержанием органического вещества

В ходе настоящей работы был детально исследован минеральный состав пирокластического материала, обнаруженного в одной из наиболее изученных черносланцевых формаций – баженовской свите. Ее формирование происходило в относительно глубоководных условиях при крайне малом поступлении терригенного вещества и дефиците кислорода в придонных водах, что благоприятно сказывалось на аккумуляции и сохранении органического вещества. Эти факторы обусловили специфические вторичные изменения присутствующих здесь туфовых прослоев, что представляет собой одну из малоизученных проблем данных отложений. В рамках исследования были проанализированы образцы туфового прослоя T1 [5] из шести скважин (рис. 1), расположенных на территории ХМАО (расстояние между крайними скважинами 550 км). Этот прослой уверенно фиксируется в разрезах, надежно прослеживается по площади и является наиболее изученным среди туфов баженовской свиты. По нему получена высокоточная датировка (141.11 млн лет) [7]. Все изученные образцы туфов происходят из наиболее однородной пачки баженовской свиты (пачка с индексом 4а, согласно [5]).

Одна из задач исследования заключалась в анализе изменений по площади распространения прослоя туфов T1 его состава (исходного и результирующего) и структурно-текстурных характеристик. Для этого был выбран материал из таких скважин, которые могли обеспечить наблюдения на значительном расстоянии и в направлении предполагаемой атмосферной дифференциации состава исходных пеплов (с запада на восток).

Все образцы ярко люминесцируют в ультрафиолете в оранжево-желтых оттенках. В петрографических шлифах туфовые прослои представлены материалом мелкообломочной размерности (0.01–0.1 мм), с характерной прямой градационной слоистостью. Основная масса имеет смешанослойный слюдисто-смектитовый состав (75–85%). Зерна представлены плагиоклазом, каолинитом, калиевым полевым шпатом, кальцитом, доломитом, баритом, апатитом, пиритом, а также другими минералами (рутил, стронцианит, циркон), присутствующими в незначительных количествах (<1%).

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² ЗАО «МиМГО», Москва, Россия



Рис. 1. Фрагмент тектонической карты [1] с расположением изученных скважин. Условные обозначения: 1– название скважины; 2 – линия расположения скважин; 3 – города; 4 – мегатерраса; 5 – мегавпадина; 6 – мегавал; 7 – свод; 8 – прогиб

Среди зерен плагиоклаза преимущественно встречается альбит, реже олигоклаз и андезин, единично лабрадор. В качестве вторично развитых минералов присутствуют: альбит, каолинит, барит, кальцит, доломит, пирит и другие. Кроме того, в изучаемых туфах выявлено присутствие тобелита [6] – минерала, который представляет собой NH₄-диоктаэдрическую слюду с общей химической формулой (NH₄K) Al₂[(OH)₂AlSi₃O₁₀].

Вторичные изменения. Для любого пирокластического материала характерна высокая химическая нестабильность и подверженность сравнительно быстрым изменениям минерального состава под воздействием внешней среды. Широко известно, что в нормальных морских условиях он подвергается гидратации и растворению, что приводит к образованию смектита, а в отдельных случаях – иллита и хлорита [2]. Однако в геохимически аномальном режиме седиментации баженовской свиты, при котором происходило высокое обогащение осадков органическим веществом, процессы трансформации выпавших пеплов, протекали, повидимому, иначе. Разложение органики создавало восстановительную среду, способствующую метасоматическим процессам и аутигенному минералообразованию. Вероятно поэтому в изученных образцах повсеместно наблюдается альбитизация полевых шпатов, затем их многоэтапная каолинизация, с формированием псевдоморфоз каолинита по обломкам ПШ. Кроме того, характерны монокристаллы барита, размером до 0.3 мм, а также пирит разнообразной морфологии. При этом интенсивность кальцитизации и доломитизации существенно вариативна.

В рамках проведенных исследований выявлено, что каолинизация, альбитизация, а вместе с тем и развитие крупных зерен барита, в наибольшей степени тяготеют к западной части изучаемого района, тогда как в восточной части преобладают процессы доломитизации и кальцитизации. Проанализировано изменение содержаний и свойств органического вещества в пачке 4а, вмещающей туфы. Средние и медианные содержания Сорг по скважинам меняются в направлении с запада на восток в следующем порядке: (средние содержания (%): 9.5, 12.7, 12.4, 14.9, 13; медианные значения (%): 10.1, 12.7, 12.4, 15.5, 14.6); при этом, средние содержания пиролитического параметра Т_{иах} (температура максимального выхода углеводородов при пиролизе, коррелируется со степенью преобразованности OB) в этом же направлении соответственно (°С): 442, 443, 434, 437.7, 430.9; медианные значения (°С): 442, 443, 434, 438, 430. Проанализировав содержания бария, Сорг и Тмах в разрезах каждой из скважин, мы отметили, что содержание Ва меняется обратно содержанию Соот. При этом чем выше зрелость OB (параметр Т_{мах}), тем более высокое содержание Ва отмечается в туфах.

Гранулометрия. Для сравнительной оценки зависимости изменений состава по площади от структурно-текстурных особенностей туфовых прослоев, проведён их гранулометрический анализ с помощью ПО «ImageJ» и «Гранулометрический анализ» (в МГУ им. М.В. Ломоносова), результаты приведены в табл. 1. Туфовые прослои состоят из материала

Таблица 1

	Соотношение размера обломков по скважинам (%)					
Размер туфовых частиц	C3					ЮВ
	БО77	CH230	Д541	CB193	Ур7761	К4
Среднеобломочный (0.1–2 мм)	1.80	1.31	1.95	10.78	2.46	3.11
Мелко обломочный (0.001–0.01 мм)	98.20	99.69	98.05	89.22	97.54	96.89
Медианный диаметр зерен (мм)	0.08	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04

Результаты гранулометрического анализа

преимущественно мелкообломочной размерности (89–99.7%). Доля среднеобломочной размерности невелика (1.3–10.8%). На северо-западе медианный диаметр зерен составляет 0.08 мм. В направлении к юго-востоку медианный размер уменьшается до 0.04 мм. Соотношение заполнителя и зерен характеризуется высокими значениями с преобладанием заполнителя (от 79% до 90%) над зернами (от 10% до 21%). По результатам исследований (см. табл. 1) наблюдается закономерность уменьшения доли зерен по отношению к матриксу к востоку. Это свидетельствует о снижении транспортной способности потока с запада на восток.

Пространственные изменения минерального и гранулометрического состава, такие как увеличение каолинизации и содержания барита на западе и доломитизации на востоке, отражают влияние вторичных процессов на состав пепловых прослоев в геохимически аномальной обстановке накопления высокоуглеродистых осадков баженовской свиты. Каолинизация и баритизация широко развиты по зернам. При этом интенсивность этих процессов, судя по всему, находилась в прямой зависимости от размера исходных пирокластических частиц.

Вопрос о природе люминесценции в туфовых прослоях остается дискуссионным. Согласно исследованиям Е.С. Кондрашовой [4], источником люминесценции могут выступать азотистые соединения, установленные в этих туфах [6]. Однако в справочниках люминесценции [3] мы не нашли сведений о возможности этих соединений давать ярко-желтое свечение в ультрафиолете, которое свойственно исследуемым туфам.

Литература

1. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Ред. Э.А. Ахпателов, В.А. Волков, В.Н. Гончарова и др. Екб: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

2. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.

3. Горобец Б.С., Рогожин А.А. Спектры люминесценции минералов: справочник. М.: ВИМС, 2001. 312 с.

4. Кондрашова Е.С. Минералогия, геохимия и природа свечения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 8. С. 123–135.

5. Панченко И.В., Рогов М.А., Соболев И.Д., Латышев А.В., Захаров В.А. Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири / Russian Journal of Earth Sciences. 2022. Т. 22 (6). DOI: 10.2205/2022ES000817

6. Шалдыбин М.В., Крупская В.В., Глотов А.В. и др. Петрография и минералогия глин аномально люминесцирующих прослоев баженовской свиты

Западно-Сибирского осадочного бассейна // Нефтяное хозяйство. 2018. № 2. С. 36–40.

7. Rogov M.A., Panchenko I.V., Augland L.E., Ershova V.B., Yashunsky V.Yu. The first CA-ID-TIMS U-Pb dating of the Tithonian // Berriasian boundary beds in a Boreal succession. Gondwana Research. 2023. V. 118. P. 165–173.

В.Н. Ставицкая¹, Н.А. Малышев², В.Е. Вержбицкий², И.С. Васильева¹, С.М. Данилкин¹, З.А. Темботов¹

Секвенс-стратиграфический анализ как инструмент прогноза элементов углеводородных систем в малоизученных регионах (на примере Восточно-Сибирского и Чукотского морей)

В настоящей работе представлены основные результаты комплексного секвенс-стратиграфического анализа осадочных комплексов кайнозоя для северных частей акваторий Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Анализ выполнялся на основе региональных данных сейсморазведки 2D (каркас сейсмических профилей показан на рис. 1), геологических данных по материковому обрамлению морей Восточной Арктики и прилегающим островам, а также с использованием материалов по пяти морским поисковым скважинам в американском секторе Чукотского моря. Использовались также опубликованные материалы по скважине Айон-1 [1], расположенной на одноименном полуострове вблизи южного побережья акватории Восточно-Сибирского моря. Важным элементом работы является использование данных по малоглубинным стратиграфическим скважинам ПАО «НК «Роснефть», впервые пробуренным в северо-восточной части моря Лаптевых (2021 г.) [2, 3], а также в северо-западной части Восточно-Сибирского моря в районе подводного поднятия Де-Лонга в рамках программы Роснедра по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) РФ (2022 г.) [4].

Построение секвенс-стратиграфических моделей активно применяется на лицензионных участках ПАО «НК «Роснефть» для уточнения стратификации основных комплексов, слагающих осадочные бассейны и выделе-

¹ ООО «Арктический Научный центр», Москва, Россия

² ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия



Рис. 1. Обзорная схема изучаемого региона (сейсмические профили по линиям А-Б, В-Г, Д-Е, Ж-З, И-К и Л-М)

ния ключевых интервалов, представляющих нефтегазопоисковый интерес. Секвенс-стратиграфический анализ включает: 1) выделение значимых поверхностей (границ секвенций – SB, поверхностей максимального затопления – MFS, трансгрессивных поверхностей – TS) по сейсмическим данным и на основе литолого-седиментологического анализа скважинных данных и естественных обнажений пород; 2) построение хроностратиграфической диаграммы (диаграммы Уиллера) и кривой колебания относительного уровня моря (OVM); 3) увязка выделенных по разномасштабным данным значимых поверхностей и создание секвенс-стратиграфической модели, с выделением системных трактов, сейсмофаций; 4) прогноз обстановок осадконакопления и наличия в разрезе элементов углеводородных систем.

С точки зрения нефтегазопоисковой геологии, прогностическая суть методики секвенс-стратиграфии состоит в определении принадлежности отложений к различным системным трактам, каждый из которых обладает определенным коллекторским и/или флюидоупорным и/или нефтегазоматеринским потенциалом, в зависимости от положения на профиле седиментации. Приуроченность определённых элементов углеводородных систем к системным трактам обуславливается влиянием колебаний относительного уровня моря на смещение фациальных рядов [5].

В работе для выполнения секвенс-стратиграфического анализа были выбраны шесть наиболее представительных региональных сейсмических профилей (они получены в разные годы ОАО «МАГЭ», ОАО «ДМНГ», ОАО «ГНИНГИ» и ПАО «НК «Роснефть»), расположенных в северной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Выбранные профили наилучшим образом демонстрируют строение клиноформных комплексов в пределах кайнозойского стратиграфического интервала разреза. Построенная секвенс-стратиграфическая модель на примере сейсмического профиля (А-Б) включает 11 региональных границ секвенций (SB) и границы более мелкого порядка (рис. 2). В модели также четко выделяются поверхности максимального затопления (MFS) и трансгрессивная граница (TS). Аналогичная детальная интерпретация выполнена по всему каркасу сейсмических профилей (см. рис. 1). Выделенные по сейсмическим материалам регионально значимые границы и системные тракты были увязаны с данными по возрасту пород, полученными по керну стратиграфических скважин с учетом таковых и по прилегающей суше. Это позволило уточнить стратиграфический возраст ключевых границ и сейсмокомплексов, развитых на шельфе изучаемой акватории. В результате интерпретации сети каркасных сейсмических профилей построены хроностратиграфические диаграммы Уиллера. Полученные региональные кривые колебаний ОУМ были увязаны с кривой колебания уровня Мирового океана. В процессе работы были выделены следующие основные региональные границы (снизу-вверх по разрезу): крупная региональная граница IV (MFS), соответствующая поверхности максимального затопления в разрезе танетского яруса верхнего палеоцена, следующая региональная граница VII (MFS), соответствующая поверхности максимального затопления в разрезе лютетского яруса среднего эоцена. Выше выделяется региональная граница VIII (SB), соответствующая эрозионной поверхности в разрезе бартонского яруса среднего эоцена. Следующая значимая граница в разрезе приабонского яруса верхнего эоцена – поверхность максимального затопления X (MFS). В разрезе рюпельского яруса нижнего олигоцена фиксируются поверхность максимального затопления XII (MFS), а выше по разрезу региональные эрозионные границы XIV (SB), соответствующая нижнему миоцену и XVIII (SB) в верхнем миоцене [6].

В целом построенная нами секвенс-стратиграфическая модель по каркасу сейсмических профилей коррелируется с сейсмостратиграфической моделью [7] и дополнительно выделена эрозионная граница в интервале мессинско-плиоценового времени.

На основе комплексирования секвенс-стратиграфической модели и результатов сейсмофациального анализа по опорным сейсмическим профилям, спрогнозированы обстановки осадконакопления. По ним удалось выделить последовательность отложений, сформированных в различных

245



Рис. 2. Пример сейсмогеологического разреза по профилю А-Б в северной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей, иллюстрирующий результаты секвенс-стратиграфического анализа (положение разреза выделено красным цветом на рис. 1) обстановках: континентальных, дельтовых систем, внешнего шельфа и глубоководных. Определение принадлежности сейсмокомплексов к системным трактам послужило основой для прогноза элементов нефтегазовых систем. В интервалах конденсированных разрезов прогнозируется развитие потенциальных, преимущественно глинистых, нефтегазоматеринских пород. Отложения трансгрессивных трактов преимущественно ассоциируются с глинистыми флюидоупорами, а отложения нижних системных трактов (низкого стояния) – с потенциальными песчаными коллекторами. Осадочные образования верхних системных трактов (высокого стояния), особенно в их верхних частях, также могут представлять интерес с точки зрения коллекторского потенциала.

Основные поверхности максимального затопления, выделенные в кайнозойском разрезе, по имеющимся возрастным привязкам совпадают либо близки к климатическим (PETM – Paleocene-Eocene Thermal maximum) и океанологическим (Azolla) событиям Мирового океана, которые, в свою очередь, влияют на биопродуктивность и на содержание органического вещества в отложениях [6, 8, 9]. В результате проведенного анализа в регионе исследования потенциальные нефтегазоматеринские отложения, отождествляемые с конденсированными типами разреза, выделяются по сейсмическим данным преимущественно в разрезах верхнего палеоцена и среднего эоцена. Это подтверждается и результатами геохимических исследований керна стратиграфических скважин в северо-западной части моря Лаптевых [10].

Значительные падения относительного уровня моря в среднеэоценовое время обусловили высокий потенциал наличия песчаных коллекторов во врезах в ундоформных частях клиноформ, а также оползневых отложений («отложений транспорта масс»), которые могут сопровождаться песчаными конусами выноса в фондоформенных частях клиноформ. Развитие песчаных отложений мелководно-морского генезиса прогнозируются вблизи кромки клиноформ верхнеолигоценового комплекса. Основные региональные флюидоупоры ожидаются в верхнеэоценовом и в нижнеолигоценовом интервалах разреза.

Применение комплексного секвенс-стратиграфического подхода в малоизученных бурением регионах позволяет осуществить обоснованный прогноз нефтегазоносности отложений и его результаты являются важной основой при разработке нефтегазопоисковой стратегии Компании.

Литература

1. Александрова Г.Н. Геологическое развитие Чаунской впадины (Северо-Восток России) в палеогене и неогене // Бюлл МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. № 6. С. 148–164. 2. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др.* Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых проекта // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 26–35.

3. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др.* Стратиграфическое бурение на Северо-Востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 2. С. 160–179.

4. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И. и др. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого Океана // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 100–110.

5. Скарятин М.В., Ставицкая В.Н., Мазаева И.В. и др. Применение результатов анализа клиноформ в пространстве для прогноза перспектив нефтегазоносности осадочного чехла Северо-Чукотского мегапрогиба // Нефтяное Хозяйство. 2021. № 2. С. 40–45.

6. Ставицкая В.Н., Махова О.С., Попова А.Б. и др. Перспективы нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей по результатам секвенс-стратиграфического анализа // Нефтяное Хозяйство. 2020. № 4. С. 17–23.

7. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022. 156 с. (Труды Геологического института. Вып. 632).

8. Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M.E. [et al.] Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. P. 606 – 609.

9. *Stein R., Jokat W., Niessen F., Weigelt E.* Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP) // Arktos. 2015. V. 1. A. 3. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0012-x

10. Бородулин А.А., Темботов З.А., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е. и др. Нефтегазоматеринские толщи лаптевоморского региона // Геология нефти и газа. 2025 (в печати).

Петрографический состав и качество углей из проявлений в бассейне рек Ямутарида и Дюнтатурку-Яма на севере Енисей-Хатангского прогиба

При проведении полевых исследований во время составления карты масштаба 1:200 000 в труднодоступной местности без развитых коммуникаций были получены новые данные по геологическому строению северной части Хатангского прогиба. Этот регион в последнее время неизменно привлекает к себе внимание геологов и нефтяников в связи с обнаружением перспектив и оценкой нефтегазоносности данной территории. Работы по оценке перспектив нефтегазоносности Таймырской низменности проводились трестом «Красноярск нефтеразведка» в 1972–1981 гг. и позднее. На Владимирской структуре пробурены 2 скважины, вскрывшие осадки мезозойского возраста, большая часть скважин была пройдена шнековым способом бурения.

В ходе литологических исследований было задокументировано несколько обнажений. В работе был применен комплекс геологических, литологических и петрографических методов исследований. В результате исследований был установлен литологический состав пород, их возраст, петрографический состав осадков и углей. Была дана оценка качества углей, определены марки углей и микроэлементный состав золы.

В спорово-пыльцевом комплексе из изучаемых отложений определены доминирующие ассоциации по преобладанию двухмешковой пыльцы хвойных Disaccites (*Pinaceae*). На основании этого установлен возраст пород бегичевской свиты, как относяшийся к альбскому и сеноманскому ярусам нижнего–среднего мела.

Работа посвящена актуальной проблеме угленосности меловых отложений северной части Енисей-Хатангского прогиба. Проявления бурых углей, локализованные в альб-сеноманских отложениях района оз. Таймыр, принадлежат Таймырскому буроугольному району. В этом районе в 30–50 км известно ещё шесть проявлений углей в альб-сеноманских и турон-коньякских разрезах мела. Четыре, наиболее крупные из них, расположены на северном и южном берегах оз. Таймыр, два – южнее, во врезах рек Биска и Ямутарида.

Проявления углей на севере оз. Таймыр приурочены к альбским отложениям нижнего мела и представлены светло-серыми тонкозернисты-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ми и среднезернистыми песками и песчаниками с редкими прослоями и линзами алевролитов, конкрециями сидерита, гальками глин. Бурый уголь в виде крошки, отдельных прослоев и пропластков встречается практически по всему разрезу. Залегание угольных прослоев горизонтальное. Мощность прослоев чаще всего невелика: от 0.1 до 0.5 м, но иногда они достигают 1 м.

Проявления на южном берегу оз. Таймыр (мыс. Депту-Мала) залегают среди светло-серых алевритов, зеленовато-серых глин и песков и представлены многочисленными прослоями (мощностью 0.1–0.15 м) бурого угля; один из пластов имеет мощность около 1 м. В совокупности с двумя ближайшими прослоями он образует пласт сложного строения, общей мощностью ~1.5 м. Угли являются переходными от бурых к каменным. По качественным показателям (важность 9–13%, зольность 6–19%, выход летучих – 33–60%, теплота сгорания 19.17–30.51 МДж/кг) хорошо сопоставляются с углями правобережья р. Хеты и устья р. Хатанги [1, 2].

В Таймырском буроугольном районе запасы угля могут быть значительны. На изученной площади наибольший интерес представляет северный борт озера Таймыр, где в двух проявлениях выявлены угольные пласты промышленной мощности. По локальным выходам меловых пород, распространенных на площади около 2000 км² в районе озера Таймыр, изучена серия разрезов альб-сеноманских отложений [3].

В двух разрезах бегичевской свиты выявлены тонкие пласты и небольшие линзы углей, которые представляют собой гелефицированные спрессованные древесные остатки. В углях отмечается раковистый излом, цвет чёрный, черта коричневая. При микроскопическом изучении в проходящем свете наблюдаются крупные фрагменты гелефицированных, слабо измененных гумусовых растительных тканей. Преобладают гелефицированные микрокомпоненты светло-коричневого и тёмно-коричневого цвета, слабо разложенные, представленные структурным и бесструктурым витринитом. Мелкие фрагменты, вероятно, более окисленные, тёмнокоричневого цвета представлены гелинито-фюзинитом. Выделяются крупные полосы смолы ярко-желтого цвета (резинит), в скрещенных николях резинит анизотропен. Предположительно, растениями углеобразователями были хвойные деревья. Наблюдается отчетливо выраженное волокнистое строение, клеточные полости вытянутые или изометричные, стенки клеток слегка набухшие. Практически все клеточные полости заполнены сидеритом. Встречаются крупные и мелкие неокатанные зёрна кварца. Вероятно, это начальный процесс гелификации, изменения растительных остатков в водной слабопроточной среде без доступа кислорода, без длительных переносов растительного материала и при быстром опускании области торфонакопления.

В образцах были измерены величины отражения витринитов с целью уточнения стадии изменения бурых углей и получения количественных характеристик их качества. Величины отражения витринитов в образцах $\mathbb{N} \ge 2109/15$ и 2109/16 составляют Ro = 0.32% (0.315) и Ro = 0.48% (0.479), стадии изменения 1Б-2Б. Величина отражения витринита в образце угля 2103/9 составляет Ro = 0.52% (0.515), что соответствует стадии изменения бурых углей, технологических групп (марок) 2Б–3Б. Результаты показывают, что по показателю отражения витринита данные образцы относятся к бурым углям [4].

Литература

1. Авгушевич И.В., Сидорук Е.И., Броновец Т.М. Стандартные методы испытания углей. Классификации углей. М.: «Реклама мастер», 2018. 576 с.

2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 12. М.: Недра, 1978. 395 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S48 – оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.

4. *Еремин И.В., Броновец Т.М.* Марочный состав углей и их рациональное использование. М.: Недра, 1994. 254 с.

Е.А. Сухих¹

Происхождение слоистых текстур в верхнем слое донных осадков юго-западной части Карского моря

В ходе работы исследовались три осадочные колонки, полученные в 41-м и 49-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» в Приямальской зоне юго-западной части Карского моря. Выполнено исследование микротекстурных особенностей, гранулометрического и минерального составов. Образцы для исследований отбирались с учетом регионального подразделения на литостратиграфические комплексы.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия


Рис. 1. Представление результатов гранулометрического анализа в виде кумулятивных кривых гранулометрического состава (а) и генетическая интерпретация гидродинамических условий седиментации с использованием диаграммы стик – ЛСК-І, звезда – граница-хардграунд, кружок – интервал со слоистой текстурой; квадрат и звездочка – ЛСК-II образцы, полученные ниже слоистых интервалов. На рисунке (а) стрелкой обозначен рост содержания фракции крупного Пассеги (б). Образцы № 4-7 – колонка 4142, 10–15 – колонка 4922, 17–21 – колонка 4925. Условные обозначения: креалеврита в отложениях слоистого интервала Микротекстурные исследования выполнялись в петрографических шлифах под оптическим поляризационным микроскопом. Разделение образцов на гранулометрические фракции выполнено отмучиванием глинистой фракции (<0.001 мм и 0.001–0.01 мм) и ситованием материала >0.01 мм. Псаммитовая фракция исследовалась под бинокуляром с разделением на тяжелую и легкую подфракции в бромоформе.

Наиболее известный метод генетической интерпретации гранулометрического состава – это построение генетических диаграмм, среди которых в ходе работы была опробована динамическая диаграмма СМ (или диаграмма Пассеги), учитывающая способ транспортировки обломочного материала качением, сальтацией, переносом частиц в виде градационной и однородной суспензии, таким образом, указывая на энергетический уровень обстановок переноса и седиментации осадочного вещества [Passega, 1964].

По результатам гранулометрического анализа для некоторых образцов были построены кумулятивные кривые гранулометрического состава (рис. 1а). Для определения возможных фациальных обстановок и гидродинамических условий седиментации снятые с диаграмм значения 50% квартиля (Q2) и 1% квантиля были нанесены на генетическую диаграмму Р. Пассеги, известную также как диаграмма СМ [Логвиненко, Сергеева, 1986].

Параметры, снятые с кумулятивных кривых и нанесенные на диаграмму, хорошо соответствуют имеющимся данным структурно-текстурного анализа, подразделяя имеющиеся образцы на обломочный материал, отложенный потоками с невысокой и средней скоростью, а также отложения спокойной воды (см. рис. 16).

Образцы с характерными слоистыми текстурами попали на диаграмме СМ в зону отложений из суспензии, переносимой потоком с невысокой скоростью (участок RS, граница между отложениями из градационной и однородной суспензий). Таким образом их структурно-текстурная схожесть обусловлена генетически, соответствуя обстановке мелководного шельфа.

По результатам минералогического анализа установлено, что для интервалов осадочного разреза со слоистой текстурой характерно появление в гранатовой ассоциации гроссуляра и андрадита, а также отмечается многообразие моноклинных кальциевых амфиболов, что свидетельствует о размыве щелочных пород во время изменения гидродинамического режима, обусловленного флуктуациями уровня моря. Базальный рефлекс амфиболов отмечается для слоистых интервалов разреза на рентгеновских дифрактограммах как валовых образцов, так и тонкодисперсной фракции.

Изменение гранулометрического и минерального состава по разрезу маркирует чередование относительно глубоко- и мелководных обста-

новок и свидетельствует о колебаниях уровня моря в ходе наступления поздненеоплейстоцен-голоценовой трансгрессии на Карском шельфе.

Литература

1. *Passega R*. Grain size representation by CM patterns as a geological tool // J. Sedim. Petrol. 1964. V. 34(4). P. 136–144.

2. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород: Учебн. пособие для вузов. Л.: Недра, 1986. 240 с.

З.А. Темботов^{1,3}, Н.А. Малышев², В.Е. Вержбицкий², Д.К. Комиссаров², В.Н. Ставицкая¹, А.А. Суслова³, М.А. Большакова³, А.Г. Калмыков³.

Первые результаты геохимических исследований органического вещества мел-кайнозойских отложений северо-восточной части шельфа моря Лаптевых по данным стратиграфического бурения

Акватория моря Лаптевых считается перспективным регионом для проведения поисковых работ на углеводородное сырье. Важнейшими показателями существенного нефтегазового потенциала осадочного чехла региона исследования являются: открытие Центрально-Ольгинского нефтяного месторождения в Хатангском заливе юго-западной части шельфа моря Лаптевых; наличие нефте- и битумопроявлений на прилегающей материковой и островной сушах в широком стратиграфическом диапазоне разреза от верхнего протерозоя до юры [Евдокимова, Харитонова, 2018] [Зуева и др., 2019]; аномально-высокие концентрации углеводородных газов в верхней части разреза [Яшин и Ким, 2007; Богоявленский, 2021]; газопроявления в юрско-кайнозойских отложениях в картировочных скважинах на арх. Новосибирские острова [Евдокимова и др., 2008]. Кроме того, важным показателем для обоснования действующей нефтегазовой системы в осадочном чехле шельфа моря Лаптевых является наличие в

¹ ООО «Арктический Научный Центр», Москва, Россия

² ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия

³ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

донных осадках и в водной толще газовых сипов (подводные выбросы метана) [Юсупов и др., 2010; Сергиенко и др., 2012; Лобковский и др., 2015; Баранов и др., 2019; Рубан и др., 2021], а также результаты исследования литолого-геохимических особенностей донных осадков [Панова, 2017] [Гершелис и др., 2019], которые свидетельствуют о смешении углеводородных газов различного генезиса.

В ходе реализации уникальной программы по малоглубинному стратиграфическому бурению [Малышев и др., 2024], в северо-восточной части шельфа моря Лаптевых проведены геохимические исследования органического вещества по образцам керна из 6 скважин (рис. 1). Основные задачи проекта – получение прямых данных о геологическом строении малоизученных частей арктического шельфа, а также выявление в разрезе элементов нефтегазовой системы и их характеристика, включая и потенциальные нефтегазоматеринские породы (НГМП). До стратиграфического бурения главными источниками геологической информации для лаптево-



Рис. 1. Регион исследования и положение малоглубинных стратиграфических скважин в пределах Анисинско-Новосибирского лицензионного участка ПАО «НК «Роснефть»

морского региона служили результаты геологических экспедиций на арх. Новосибирские острова, п-ове Таймыр и в Восточной Сибири, а также результаты бурения скважин ACEX на хребте Ломоносова [Backman et al., 2006]. Стратиграфическими скважинами был вскрыт терригенный разрез, который представлен нижнемеловыми породами позднемезозойского складчатого основания, перекрытыми с угловым несогласием отложениями осадочного чехла в интервале нижнего палеоцена – плейстоцена [Малышев и др., 2024].

Для выявления потенциальных НГМП по образцам керна стратиграфических скважин выполнены аналитические исследования с определением содержания в породах органического углерода (С_{орг}), типа органического вещества (OB), его зрелости. Для примера в данной работе приведены результаты изучения керна по скважине SSDAN4-3, полученные методом пиролиза, который подробно описан во многих работах [Тиссо, Вельте, 1981; Espitalie, 1984; Лопатин, Емец, 1987; Дахнова, 2007; Козлова и др., 2015]. Суть его заключается в прогреве образца сначала в инертном газе с фиксацией количества выделившихся УВ, а затем в токе кислорода с определением количества образовавшихся оксидов углерода.

По результатам пиролитических исследований в образцах пород нижнего мела среднее содержание С_{орг} составляет 1.5%, а максимальное значение – 2.2%. ОВ относится к гумусовому и гумусово-сапропелевому типам. Согласно значениям пиролитического параметра T_{max} (447–456 °C) степень катагенеза ОВ МК₂–МК₄ соответствует главной фазе нефтеобразования (ГФН) и переходу в главную фазу газообразования (ГФГ) [Тиссо и Вельте, 1981]. По общепринятой классификации [Peters, 1986], нижнемеловые отложения по генерационному потенциалу S₂ попадают в зону НГМП с плохими (очень бедными) характеристиками. В первую очередь это объясняется высокой степенью зрелости ОВ и выработанности его генерационного потенциала, а также наложением постседиментационных процессов.

В разрезе палеогенового комплекса помимо глинисто-алевритовых отложений встречается значительное количество углей и угленосных отложений. В них среднее содержание C_{opr} составляет около 30%, при максимальном значении 54%. В глинистых образцах среднее содержание C_{opr} достигает 4.5%, а максимальное – 18%. Потенциальные НГМП палеоценэоценового комплекса обладают высоким генерационным потенциалом (НІ до 425 мг УВ/г C_{opr} в глинах алевритовых и до 279 мг УВ/г C_{opr} в угленосных отложениях). В них отмечается ОВ смешанного состава (II-III тип керогена) с ощутимой долей липидной составляющей. Единичные образцы характеризуются повышенным углеводородным потенциалом и значениями водородного индекса до 587 мг УВ/г C_{opr} .

В вышезалегающих породах (от верхнезоценового комплекса до неоген-четвертичного) ОВ характеризуется как гумусовое (III тип кероге-

SSDAN 4-3 c Bbige-*I* – глины, аргиллиалевролиты; 3 – пески, песчаники; 4 – брекчии; 5 – угли; 6 – границы напла-7 – интервалы разреза без выноса керна; 8-интервалы потенлением потенциальты; 2 – алевриты, стования: а - согласная, 6 – несогласная; циальных НГМП HINT HLMT.



на), значения HI не превышают 98 мг УВ/г С_{орг}. Отложения представлены глинистыми породами и пачкой переслаивания песчаников и алевритов. Средние содержания в них С_{орг} не превышают 2.1%, при максимальном 3.9%. В неоген-четвертичных отложениях OB обладает высокой степенью окисления (кислородный индекс OI > 80 мг CO₂/г С_{орг}), что связано, возможно, с влиянием процессов гипергенеза при выходе пород на дневную поверхность. Верхнеэоцен-олигоценовые толщи в регионе исследования не рассматриваются как основные потенциальные НГМП, а миоцен-четвертичные породы даже в наиболее погруженных частях Лаптевоморского осадочного бассейна залегают на уровне разреза, где они только подошли к термобарическим условиям, благоприятным для генерации УВ, или являются незрелыми.

Комплексирование полученных нами результатов геолого-геохимических исследований потенциальных НГМП с сейсморазведочными и другими данными позволяет существенно уточнить перспективы нефтегазоносности региона. При этом уникальные данные об углеводородном (генерационном) потенциале углей, углистых и алевро-глинистых пород в разрезе осадочного чехла Лаптевоморского бассейна послужат основой для бассейнового анализа, моделирования формирования углеводородных систем и достоверного прогноза нефтегазоносности.

Литература

1. Богоявленский В.И., Казанин А.Г., Кишанков А.В., Казанин Г.А. Дегазация Земли в Арктике: комплексный анализ факторов мощной эмиссии газа в море Лаптевых // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 2. С. 178–194.

2. Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Колюбакин А.А. и др. Новые данные о тектонике северо-востока моря Лаптевых (по результатам экспедиционных исследований и стратиграфического бурения) // Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 80–87.

3. *Евдокимова Н.К., Харитонова Л.Я.* 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане, Изд-во НИИГА-ВНИИОкеангеология, 2018. 554 с.

4. Евдокимова Н.К., Яшин Д.С., Ким Б.И., Углеводородный потенциал отложений осадочного чехла шельфов восточно-арктических морей России (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) // Геология нефти и газа. 2008. № 2. С. 3–12.

5. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Глязнецова Ю.С. и др. Геохимические особенности битумопроявлений в нижне-среднедевонских отложениях северо-западной части о. Котельный (архипелаг Новосибирские острова) // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 18. С. 31–38.

6. Зуева И.Н., Чалая О.Н., Сафронов А.Ф. и др. Геохимия органического вещества пород девонских отложений о. Котельный (Новосибирские о-ва) и

Селенняхского блока (Омулевский террейн) // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2020. № 2. С. 81–88.

7. Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А. и др. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по восточноарктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.

8. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме. Стратиграфия. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.

9. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др. Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 26–35.

10. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др. Стратиграфическое бурение на северо-востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Геология и геофизика. 2025. С. 160–179.

11. Панова Е.В. Рубан А.С., Дударев О.В. и др. Литологические особенности донных осадков и их влияние на распределение органического материала на территории Восточно-Сибирского шельфа // Изв. Томского политех. ун-та. 2017. Т. 328. № 8. С. 94–105.

12. *Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.

13. *Espitalié J., Marquis F. and Barsony I.* Geochemical Logging // Analytical Pyrolysis–Techniques and Application / Ed. K.J. Voorhees. Boston, Butterworth, 1984. P. 276–304.

14. *Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Mar. Petrol. Geol. 2002. V. 19(7). P. 901–919.

15. *Kus J., Tolmacheva T., Dolezych M. et al.* Organic matter type, origin and thermal maturity of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic successions of the New Siberian Islands, eastern Russian Arctic // Int. J. Coal Geol. 2015. V. 15. P. 125–146.

16. *Peters K.E.* Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rocks Using Programmed Pyrolysis // AAPG Bull. 1986. V. 70. P. 318–329.

17. Sobolev P., Franke D., Gaedicke C. et al. Reconnaissance study of organic geochemistry and petrology of Paleozoic-Cenozoic potential hydrocarbon source rocks from New Siberian Islands, Arctic Russia // Mar. Petrol. Geol. 2016. V. 78. P. 30–47.

18. *Stein R*. Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-carbon origin and source-rock potential // Mar. Petrol. Geol. 2007. V. 24. P. 67–73.

19. Wilkins R.W.T., George S.C. Coal as a source rock for oil: a review // Int. J. Coal Geol. 2002. V. 50. P. 317–361.

Характеристика кавернозных зон в рифейских продуктивных отложениях Байкитской антеклизы Сибирской платформы

В последнее время в нефтегазовой отрасли наблюдается повышенный интерес к древним отложениям, обусловленный прогрессирующей выработанностью запасов углеводородов из традиционных, более молодых пород. Одним из ключевых объектов в изучении нефтегазоносности протерозойских пород на протяжении более 50 лет является Байкитская антеклиза, расположенная в юго-западной части Сибирской платформы.

Байкитская антеклиза характеризуется значительными запасами углеводородов, сложным геологическим строением и неоднозначными условиями формирования коллектора. Продуктивные горизонты сложены преимущественно доломитами с высокой степенью неоднородности в распространении коллекторских свойств. Среди породообразующих минералов также присутствуют кварц и глинистые минералы, реже встречаются полевые шпаты, ангидрит, магнезит, пирит и гематит. Результаты анализа кернового материала свидетельствуют о значительном влиянии постседиментационных процессов. Среди них наиболее широко проявлены доломитизация, перекристаллизация, сульфатизация, окремнение, образование стилолитовых швов, выщелачивание, формирование трещин. Взаимодействие и наложение этих процессов в условиях длительной истории геологического развития региона привели к формированию сложного облика изучаемых отложений. Перечисленные преобразования оказывают существенное влияние на анизотропию коллекторских свойств.

Принятая модель рифейского коллектора характеризуется многокомпонентной структурой пустотного пространства, включающей трещины, каверны и плотную матрицу. Эффективная емкость определяется совокупностью гидродинамически связанных пустот, где ёмкостные свойства коллектора обусловлены преимущественно кавернами, а фильтрационные – трещинами. Каверны не имеют строгой приуроченности к определенным литогенетическим типам. Их размеры варьируют в широком диапазоне – от 1 мм до 8 см. Каверны могут быть как одиночными, так и формировать скопления различной морфологии. Кавернозные интервалы отличаются неравномерными распространением и интенсивностью.

¹ ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть»

Существует несколько гипотез, объясняющих происхождение кавернозных зон. Согласно одной из них, образование каверн связано с проявлением фенестральных структур (лоферитов) в доломитах, имеющих синседиментационное или раннедиагенетическое происхождение. Интенсивность проявления фенестральной кавернозности связана с вариациями минерального состава (кремнистой, сульфатной или глинистой примеси). Наибольшее развитие фенестровой пористости приурочено к неоднородным по составу слоям, тогда как в минерально-однородных доломитах фенестровые полости, как правило, отсутствуют [4].

Большинство исследователей придерживаются карстово-гипергенной гипотезы, связывая формирование каверн с процессами физико-химического выветривания горных пород под воздействием атмосферно-климатических факторов. Согласно этой гипотезе атмосферные осадки, насыщенные кислородом и обогащенные углекислотой, проникали по трещинно-дренажным системам вглубь пород, оказывая гидрохимическое воздействие на вмещающие породы [2]. Также существуют предположения о гидротермальном происхождении каверн, связывающие их образование с активными процессами, проявившимися в триасе и ассоциированными с трапповым магматизмом [1].

Результаты анализа кернового материала показывают, что кавернозные зоны отличаются по своим характеристикам. Во-первых, минерализация каверн различна. Пустоты могут быть инкрустированы кварцем, доломитом, ангидритом. Часто в кавернах отмечается присутствие битуминозного вещества и пирита. Во-вторых, характер распределения каверн в породе и степень перекристаллизации вмещающих пород также различны. В-третьих, кавернозные зоны дифференцируются по содержанию оксидов железа. На основе минерализации пустотного пространства и преобразований вмещающей породы, их можно разделить на три группы, каждая из которых отражает специфику процессов формирования.

Каверны первого типа развиты в доломитах с разнокристаллической структурой, проявленной вследствие интенсивных процессов перекристаллизации с пигментацией гидроксидами железа. Этот тип отличает характерный красновато-бурый оттенок. Стенки каверн инкрустированы крупными и идиоморфными кристаллами доломита с зональным строением. Часто внутри каверн отмечается присутствие битума и пирита. Битуминозное вещество черного или темно-бурого цвета (в шлифах) распределено в виде плотных включений, частично заполняющих каверны, а также в форме примазок и пленок между кристаллами доломита. Распределение битума неравномерное.

Важной особенностью данных интервалов является присутствие глинистого или песчаного материала, образующего прожилки или слои мощностью до 2 метров. Вероятно, эти образования сформировались после процессов выщелачивания и представляют собой заполнения крупных пустот выщелачивания. Они имеют серые оттенки, что указывает на формирование в бескислородной среде, в отличие от самих кавернозных зон, которые, судя по минеральному составу и характеру заполнения, формировались в иных кислородосодержащих условиях. Кроме того, данные интервалы могут сопровождаться карбонатными брекчиями обрушения, состоящими из крупных угловатых обломков, сцементированных крупнокристаллическим перекристаллизованным доломитом с размером кристаллов до 10 мм, обогащенным гидроксидами железа. Кристаллы доломита имеют неправильную и гипидиоморфную форму, часто с инкорпорационными контактами. Коэффициент пористости в таких интервалах может достигать 18%, в среднем 7%. Характеристика кавернозных зон этого типа позволяет предположить их карстово-гипергенный генезис.

Каверны второго типа развиваются как в мономинеральных доломитах, так и в окремненных. Отличительной особенностью данного типа является присутствие ангидрита в минерализации пустотного пространства наряду с крупными кристаллами доломита. Длиннопризматические кристаллы ангидрита частично заполняют каверны, которые имеют неправильную, вытянутую, угловатую, реже округлую форму, достигая размеров до 15 мм по удлинению. В отличие от первого типа кавернозных зон, гидроксиды железа в таких интервалах практически отсутствуют, что отражается на визуальном облике породы, придавая ей серый цвет. Ниже кавернозных зон ангидрит может формировать прослои мощностью до 10 см или замещать доломиты, образуя сульфатизацию пород. Коэффициент пористости в таких интервалах составляет в среднем 7%, что сопоставимо с показателями первого типа и свидетельствует о хороших коллекторских свойствах. Формирование каверн второго типа может быть связано с карстовыми процессами на значительных глубинах в восстановительных условиях.

Важно отметить, что в кавернозных зонах как первого, так и второго типа в карбонатную часть породы может входить магнезит, содержание которого достигает 16%. Это указывает на сложные процессы минералообразования, включающие как первичные, так и вторичные преобразования.

Третий тип кавернозности можно охарактеризовать как фенестровый. Он преимущественно развит в строматолитовых доломитах, где каверны формируются вдоль микробиальных матов [3]. Однако подобные каверны также встречаются и в других литологических типах пород. Морфология каверн в данном случае напрямую связана с литолого-генетическими особенностями породы. В строматолитовых доломитах каверны имеют удлиненную форму, тогда как в доломитах с узорчатой текстурой они характеризуются неправильной формой. Как правило, такие каверны изолированы друг от друга и обладают низким коэффициентом пористости, что ограничивает их коллекторский потенциал.

Помимо описанных выше типов, можно выделить дополнительные виды кавернозности, связанные с остаточными межкристаллическими пустотами в зонах перекристаллизации. Эти пустоты образуются в результате процессов перекристаллизации пород и могут вносить вклад в общую пористость коллектора. Кроме того, значительный интерес представляют пустоты, расположенные вдоль трещин.

Все выделенные типы кавернозности подчеркивают сложность и многоэтапность геологической эволюции пород, а также значительное разнообразие пустотного пространства в протерозойских карбонатных коллекторах. Их изучение играет важную роль в понимании условий формирования, сохранения коллекторских свойств и определения морфологии высокоемких интервалов. На текущий момент остаются нерешенные вопросы, связанные с разработкой концептуальной модели выщелачивания, включая роль магнезита в формировании кавернозных зон. Для уточнения генезиса каверн целесообразно применение современных методов, таких как термобарогеохимия и масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Эти подходы позволят определить температуры образования минералов, инкрустирующих пустотное пространство, а также выявить изменения химического состава пород на различных этапах их формирования. Проведение таких исследований будет способствовать не только углублению знаний о процессах формирования кавернозности, но и разработке более точных моделей для прогнозирования коллекторских свойств древнейших карбонатных пород, что имеет важное практическое значение для нефтегазовой отрасли.

Литература

1. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальная природа кавернообразования венд-рифейских коллекторов Байкитской антеклизы – ключ к прогнозу зон нефтегазонакопления // Известия Саратовского университета. Сер. Науки о Земле. 2006. Т. 6. Вып. 1. С. 57–63.

2. Кулишкина О.Н., Афонасин В.В., Ткаченко Ю.П., Калистратов С.А., Кузьмин П.Ю. Комплексное изучение постседиментационных процессов в зоне гипергенеза для прогноза интервалов повышенной кавернозности // Нефтяное хозяйство. 2024. № 11. С. 86–90.

3. *Кутукова Н.М.* Реконструкция геологического строения, условия формирования и прогноз продуктивности отложений Камовского свода Байкитской антеклизы Восточной Сибири (на примере Юрубчено-Тохомского месторождения). Дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.12. Москва, 2019. 182 с.

4. Шалдыбин М.В. Фенестровые структуры рифейских карбонатных пород Юрубчено-Тохомской зоны // Геология нефти и газа. 2017. № 3. С. 61–68.

<u>М.И. Тучкова</u>¹, Т.В. Филимонова¹, Т.Н. Исакова¹, С.Г. Сколотнев¹

Карбонатонакопление Восточной Арктики в палеозое

Интерес к изучению палеозойских карбонатных пород Восточной Арктики в последние годы значительно возрос в связи с недавними находками палеозойских отложений на поднятии Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане [1, 2, 3, 4]. Накопление карбонатных пород в Восточной Арктике имеет некоторую периодичность, что было связано с изменчивостью палеогеографических и геодинамических обстановок в разные периоды. Цель настоящего исследования проследить эволюцию карбонатонакопления в этой части Российской Арктики на базе изучения палеозойских пород Чукотки, о. Врангеля и поднятия Менделеева.

В современной структуре Восточной Арктики палеозойские образования встречаются в виде отдельных блоков, в некоторых случаях приуроченных к поднятиям, и часто интенсивно деформированы. В связи с тем, что авторы частично опираются на литературные данные, то в данном сообщении используются стратиграфические подразделения, которые являются устоявшимися и принятыми для регионального геологического картирования: O-S, S₂-D₁, D₁₋₂, D₃-C₁, C₁₋₃, P [5, 6 и др.].

O-S. Карбонатные породы накапливались в общирном бассейне или серии мелководных бассейнов нормальной солености с хорошим кислородным обменом, который распространялся от поднятия Альфа-Менделеева до Восточной Чукотки, на острове Врангеля этот стратиграфический интервал не установлен. На Восточной Чукотке карбонаты накапливались в условиях открытого морского бассейна, практически без примеси терригенного материала. На поднятии Альфа-Менделеева более мелководные образования формировались в его восточной части, в спокойных условиях лагуны, отгороженной от открытого моря локальными возвышенностями, в обстановке обрамления карбонатной платформы с некрупными зонами терригенного осадконакопления [4].

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

 S_2 -D₁. В позднем силуре-раннем девоне карбонатонакопление установлено на поднятии Менделеева и частично – на о. Врангеля. В центральной части о. Врангеля обстановки карбонатонакопления определены как полузамкнутые лагунные [7]. При этом на западе острова синхронными им являются отложения терригенные [5], с направлением сноса обломочного материала с востока на запад, согласно замерам косой слоистости. На Чукотке нижнедевонские терригенные отложения установлены в обрамлении Киберовского поднятия, они выделены условно как подстилающие под датированными отложениями верхнего девона.

Карбонатное осадконакопление после некоторого перерыва возобновляется в среднем девоне на поднятии Менделеева и представлено биокластовыми известняками, иногда с терригенной примесью, при этом в разрезе также присутствуют и песчаные породы [4]. Отложения формировались в шельфовой области, с периодическим поступлением продуктов разрушения нижележащих образований.

 D_3 - C_1 . Надежные стратиграфические данные, позволяющие разделить верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, в настоящее время отсутствуют. При картировании предшественники в однообразном терригенном разрезе верхнего девона выделяли нижнекаменноугольные отложения по появлению карбонатных прослоев.

Карбонатное осадконакопление в позднедевонское время сохраняется лишь в пределах поднятия Менделеева [3, 4], в других частях Восточной Арктики доминируют терригенные осадки, но наличие фауны франского возраста (кораллы и членики криноидей) указывает на локальные участки карбонатонакопления в терригенно-карбонатной толще р. Люпвеем, Западная Чукотка [8]. На о. Врангеля верхнедевонские отложения терригенные и имеют сложное строение с конгломератами в основании толщи [5]. В целом отложения верхнего девона накапливались в морском бассейне в разных фациях шельфовых обстановок, предполагается наличие внутрибассейновых поднятий в виде протяженной цепи островов, и сложенных метаморфическими породами и гранитоидами.

 $C_{1.3}$. Интенсивное карбонатонакопление в регионе вновь начинается в турнейско-визейское время и продолжается вплоть до конца карбона, широко распространяясь почти по всей территории Восточной Арктики: от поднятия Альфа-Менделеева до острова Врангеля и Восточной Чукотки [1, 5, 9, 10]. Наличие фауны позволяет выделить ярусы и даже подъярусы, реконструировать шельфовые обстановки с разной гидродинамикой, подтвержденные образом жизни представителей фаунистических комплексов.

На поднятии Альфа-Менделеева определены шельфовые обстановки, с развитием водорослевых равнин, на отдельных участках предполагаются лагунные условия с характерным набором фаунистических остатков [1].

На острове Врангеля на протяжении ранне–позднекаменноугольного времени доминируют мелководные шельфовые обстановки с серией внутрибассейновых поднятий – островов. Отмечается засолонение и лагунные обстановки на отдельных участках (на востоке острова и в его северной части (р. Красный Флаг). В центральной части острова Врангеля в основании среднего карбона зафиксирован этап деформаций, приведший к выведению на поверхность неопротерозойских и среднекембрийских пород и их размыву с формированием конгломератов [9, 11]. На территории Восточной Чукотки каменноугольные отложения представлены карбонатными породами, накопление которых происходило в условиях мелководного морского бассейна. В целом весь набор фациальных условий перечисленных объектов предполагает наличие обширной окаймленной (rimmed) карбонатной платформы с локальными участками засолонения и лагунными фациальными условиями.

Р_{1.3}. Пермские отложения в регионе представлены в основном терригенными породами, с сохранением карбонатонакопления на отдельных участках – в северной зоне о. Врангеля, а также на Аляске. Общее похолодание на границе эпох сказалось на фаунистических ассоциациях, представленных преимущественно видами фораминифер свободного бентоса и редкими представителями прикрепленных бентосных форм.

На протяжении палеозойского времени во всех объектах устанавливаются мелководные обстановки – чисто карбонатные для ордовикскосилурийского времени и с широким развитием карбонатов в условиях крупной карбонатной платформы в каменноугольное время; и терригенные в девонское и пермское время для большей части территории Восточной Арктики, с локальными участками накопления карбонатных отложений в девоне (поднятие Альфа-Менделеева, северная зона о. Врангеля, отдельные участки на Западной Чукотке) и в перми (северная часть о. Врангеля, северная Аляска).

Работа выполнена по теме Госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V. et al. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // Journal of Geodynamic. 2018. V. 120. P. 23–44.

2. *Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T. et al.* Fossils from seabed bedrocks implications for nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. V. 407. P. 148–163.

3. Исакова Т.Н. Комплекс позднедевонских примитивных паратурамминид (Foraminifera) из карбонатных отложений поднятия Менделеева, Восточная Арктика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 2. С. 37–52.

4. Сколотнев С.Г., Фрейман С.И., Хисамутдинова А.И. et al. Осадочные породы фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 2. С. 136–160.

5. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

6. *Тибилов И.В.*, *Черепанова И.Ю*. Геология севера Чукотки – современное состояние и важнейшие проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.

7. Тучкова М.И., Сколотнев С.Г., Соколов С.Д., Моисеев А.В. Палеозойские отложения Восточной Арктики // В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Иркутск, 2023. С. 255–256.

8. Егоров Д.Ф., Афицкий А.И. Стратиграфия восточной части Анюйской складчатой зоны и бассейна р. Люпвеем (сводный отчет о работе Мало-Анюйской стратиграфической партии за 1956-1957 г и Люпвеемского стратиграфического отряда за 1957г).

9. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al.* Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // J. Geodynam. 2018. V. 120. P. 77–107.

10. Каныгин А.В., Обут А.М., Орадовская М.М. и др. Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

11. *Тучкова М.И., Филимонова Т.В., Исакова Т.Н. и др.* Новые данные о конгломератах острова Врангеля и их геологическая интерпретация // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2025. № 2 (принята к печати).

А.М. Фазлиахметов¹

О применении некоторых геохимических диаграмм для изучения тефроидов

Согласно [1], диагностические геохимические диаграммы должны применяться лишь по отношению к тем породам, для которых они разработаны. Ничуть не оспаривая этот тезис, зададимся вопросом, что же делать в отношении вулканогенно-обломочных пород, для которых подобные

¹ ООО НПЦ «Геостра», Уфа, Россия; Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

диаграммы – редкость. Правомерно ли выносить фигуративные точки их состава на диаграммы, разработанные для классификации, определения сериальной и геодинамической принадлежности эффузивов?

Постановка этого вопроса вполне обоснована, поскольку во многих областях вулканогенно-обломочные отложения слагают километровые разрезы и их необходимо сопоставлять между собой или с эффузивами смежных разрезов, выполнять различные палеореконструкции. Кроме этого, известны нередкие случаи нахождения прослоев туфов в областях, существенно удаленных от центров вулканизма, когда изучить непосредственно эффузивы попросту невозможно. В данных ситуациях применять диаграммы, разработанные для других типов пород, приходится. Некоторые сомнения в отношении результатов подобных исследований вполне понятны, поскольку перенос осадков в экзогенной среде сортирует их, изменяя содержания и соотношения химических элементов. Например, Н.П. Кураленко [2], исследовавший аллювий р. Камчатка, показал, что водная транспортировка пирокластики приводит к тому, что алевриты обогащаются витрокластикой и становятся более кислыми, а песчаники становятся более основными за счет накопления в них кристаллокластики. Насколько масштабен процесс фракционирования – судить трудно. В рамках настоящего сообщения рассмотрим зависимость геохимического состава тефрогенных турбидитов от их гранулометрического состава.

Изучались отложения ирендыкской (нижний эйфель), улутауской (живет – нижний фран) и зилаирской (нижний фамен) свит Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала. Пробы были отобраны из подошвы и кровли тефротурбидитов, иногда – из их средней части. Такой подход позволил установить вариации геохимического состава в тефроидах разного гранулометрического состава, но одного источника сноса. В рамках данного доклада мы допускаем, что степень того, насколько контрастно меняется содержание того или иного элемента внутри отдельно взятых тефротурбидитов, отражает степень возможного изменения состава вулканогенно-обломочных осадков относительно исходного расплава.

Содержание петрогенных элементов определялось методом РФА, малых элементов – методом ИСП–МС. В данном докладе рассмотрены 20 тефротурбидитов, сложенных вулканокластикой среднего–основного состава. Всего изучено 53 пробы.

Границу между существенными и несущественными вариациями содержания того или иного элемента внутри отдельно взятого турбидита принята условно как 1/10 от разницы максимального и минимального значения содержания этого же элемента в девонских тефроидах 3M3, установленного по образцам автора. Содержание оксидов петрогенных

Таблица 1

Содержание элементов в девонских тефроидах ЗМЗ и вариативность в отдельных тефротурбидитах

	Девонские тефроиды ЗМЗ		Количество слоёв из 20-ти опробованных, в которых размах вариации содер- жания элементов больше такового в девонских теф- роидах более чем на 1/10	
Оксиды/ элементы	Минимум– максимум содержания содержания			
SiO ₂	42,0–65,5	23,5	15	
TiO ₂	0.14–1.68	1.54	3	
Al ₂ O ₃	6.09–21.18	15.09	7	
Fe ₂ O ₃ *	2.77-13.46	10.69	8	
MnO	0.05–0.58	0.53	2	
MgO	1.2–17.87	16.67	5	
CaO	0.95–18.46	17.51	8	
Na ₂ O	0.32–6.87	6.55	18	
K ₂ O	3.75-0.03	3.72	10	
P ₂ O ₅	0.01–0.43	0.42	3	
Sc	9.5–50.0	40.5	10	
V	24.2-403	378.8	6	
Cr	11.4–295	283.6	13	
Со	3.2–43.7	40.4	10	
Ni	3.8–64.5	60.7	14	
Rb	0.2–84	83.8	9	
Sr	33–1318	1285	11	
Y	5.4–68	62.6	1	
Zr	14.5–104	89.5	5	
Nb	0.6–12.6	12	1	
Ba	15.3–1377.4	1362.1	8	
La	20-1.66	18.34	3	
Yb	0.64–6.84	6.2	0	
Th	0.252-4.51	4.29	2	
U	0.06-2.18	2.12	0	

Примечание: содержание оксидов – мас.%, элементов – г/т.

элементов определено по 434 пробам методами «мокрой химии» и РФА, малых элементов – по 126 пробам посредством ИСП–МС. Результат представлен в таблице.

Как видим, содержания SiO₂, K₂O и Na₂O внутри отдельно взятых тефротурбидитов весьма изменчивы (рис. 1а, ж, з). Соответственно, применение диаграммы TAS – основной для классификации эффузивов, может давать разноречивые результаты. Аналогичный вывод получен и в отношении диаграмм Nb/Y–SiO₂, Zr/TiO₂–SiO₂. На них, так же, как и на диаграмме TAS, фигуративные точки состава проб из одного и того же тефротурбидита, попадают в разные классификационные поля, например, от базальтов до риодацитов. На диаграмме Nb/Y–Zr/TiO₂ такого разброса не наблюдается (рис. 16). Точки, отвечающие составу проб из отдельных свит, сформировали компактные кластеры в поле андезитов и базальтов.

Возвращаясь к диаграмме TAS, следует отметить, что на её примере были рассмотрены отдельно пробы из нижних и верхних частей турбидитов. К первым относились песчаники преимущественно грубо- и крупнозернистые, ко вторым – в основном средне- и мелкозернистые. В результате установлено, что точки проб из нижних частей турбидитов сформировали более компактные кластеры. Вероятно, это объясняется тем, что в более крупных зернах порфировые вкрапленники и базис порфиритов составляют единое целое, т.е. разделения на витро- и кристаллокластику еще не произошло.

Вынесение фигуративных точек состава рассматриваемых пород на некоторые популярные диаграммы и тригонограммы дало весьма противоречивые результаты. На тригонограмме TiO₂–MnO×10–P₂O₅×10 (Mullen, 1983) подавляющее большинство точек расположилось вдоль границы раздела базальтов толеитовой и островодужной серии (рис. д). На тригонограмме 2Nb–Zr/4–Y (Meschede, 1986) фигуративные точки состава тефроидов ирендыкской свиты расположились в поле N–MORB, улутауской свиты в полях N–MORB и островодужных базальтов, зилаирской свиты – также в поле островодужных базальтов и P–MORB (рис. 1е). Детальный анализ построений показал, что пробы из одного и того же тефротурбидита могут попадать в разные поля тригонограмм.

На диаграммах Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) и Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) фигуративные точки состава тефроидов образовали компактные изолированные кластеры (рис. 1в, г). По соотношению величин Ta/Yb и Th/Yb, все рассмотренные породы соответствуют известково-щелочной

Рис. 1. Диаграммы, иллюстрирующие вариации геохимического состава тефротурбидитов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала



серии островных дуг. Согласно диаграмме Nb/Yb–Th/Yb, все опробованные разности также отвечают островодужным образованиям, но породы ирендыкской свиты соотносятся с океанической или маломощной островодужной корой, тогда как все остальные разности – с мощной островодужной корой или корой переходной к континентальному типу. При этом, нужно отметить близость состава пород зилаирской свиты к составу океанических базальтов. В целом, кластеры, отвечающие составу отдельных свит и отдельных тефротурбидитов, на рассматриваемых диаграммах компактны. Это, вероятно, является показателем того, что сортировка кластики по размеру зерен не влияет существенно на положение точек на данных диаграммах. Соответственно они могут применяться в отношении тефрогенных пород.

Обозначенная выше проблема, состоящая в неясной целесообразности применения в отношении вулканогенно-обломочных пород диаграмм и тригонограмм, разработанных не для них, далека от своего разрешения. Полученные нами результаты позволяют предполагать, что к составу исходного магматического расплава ближе более грубозернистые разности тефроидов. Из рассмотренных диаграмм соответствие тефроидов тому или иному типу эффузивов (например, базальтам или андезитам) лучше отражает диаграмма Nb/Y–Zr/TiO₂, а геодинамические особенности – диаграммы Ta/Yb–Th/Yb и Nb/Yb–Th/Yb.

Исследования выполнены в рамках государственной бюджетной темы ИГ УФИЦ РАН № НИОКТР FMRS2025–0013 «Фанерозой Южного Урала и прилегающих территорий: стратиграфия, корреляция, палеонтология, основные события и геологические процессы»

Литература

1. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: КДУ, 2011. 234 с.

2. *Кураленко Н.П.* Влияние вулканизма на формирование вещественного состава р. Камчатка и её притоков // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 3. С. 27–28.

Кристалломорфологическая сохранность и возрастной диапазон обломочного циркона как инструменты для реконструкции источников сноса терригенного материала (на примере аллювиальных отложений рек Селеты и Шат в Северном Казахстане)

Реконструкция питающих провинций, поставляющих обломочный материал в области аккумуляции, опирается на анализ минерального состава, геохимических особенностей, наличие и соотношение минералов тяжёлой фракции, и датирование акцессорных минералов. Геохронологическое изучение циркона, который относится к минералам чрезвычайно устойчивым в процессах выветривания [1], позволяет получать данные о возрасте пород питающей провинции. Наиболее подробный обзор актуальных подходов к исследованию псаммитов приведён в цикле статей [4, 5].

Помимо изучения возраста и особенностей состава циркона, существует несколько направлений оценки состава и геохимических особенностей магматических пород, в которых происходила его кристаллизация. В работе [8] впервые предложен подход, основанный на зависимости особенностей морфологии кристаллов циркона (соотношение призматических и дипирамидальных простых форм) от термобарических и кислотнощелочных условий кристаллизации гранитоидов. Принадлежность кристаллов циркона к определённой морфологической группе служит характерным признаком для разделения S и I-типов гранитов [6]. В работе [7] комплексирование оценок возраста и кристалломорфологии циркона, позволило получить интересные результаты о составе магматических пород, являвшихся их источниками.

Для характеристики источников сноса обломочного материала, нами были изучены современные аллювиальные пески рек Селеты и Шат в Северном Казахстане. Истоки р. Селеты находятся на севере Казахского мелокосопочника, она протекает по слабо расчлененной территории, относительное превышение истока над устьем составляет около 350 м, длина реки 407 км. Река Шат протекает по наиболее слабо расчлененной северной части Казахского мелокосопочника, превышение истока над устьем составляет около 130 м, протяженность реки около 55 км, а ее

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

правого притока реки Карашат – около 64 км. Реки Селеты и Шат впадают в бессточные озера на юге Западно-Сибирской плиты.

Из песков были отобраны пробы весом около 1.2 кг, выделен обломочный циркон, изучена морфология кристаллов и получены оценки возраста их кристаллизации. На основании этих данных сделаны предположения о составе и возрасте пород, являвшихся источниками сноса, и проведено сопоставление с комплексами, обнаженными в бассейнах этих рек.

Проба № 1 (51°47'53.32" с.ш., 72°19'15.94" в.д.) отобрана из песчаного карьера на левом берегу р. Селеты в ее верхнем течении реки примерно в 100 км от истока, в 10 км ниже по течению от впадения правого притока р. Акмурза. Проба № 2 (53°33'29.81" с.ш., 71°36'54.85" в.д.) отобрана в песчаном карьере на правом берегу р. Шат в 23 км от ее устья, в 6 км ниже по течению от впадения р. Карашат.

Выделение циркона проводилось по стандартной методике: обогащение полного объёма пробы на концентрационном столе, магнитная и электромагнитная сепарация, разделение тяжёлых минералов по плотности в бромоформе. Концентрированные фракции с цирконом затем изучены под бинокулярами Meiji techno EMZ, отобрана монофракция циркона, которая содержала лишь зёрна с сохранившимися гранями. Объём детритового циркона, участвовавшего в дальнейшем исследовании, составлял около 30% от исходного количества в пробе. По этой выборке проводился подсчёт соотношения кристаллов с доминированием призматических или дипирамидальных простых форм, приведённых в таблице [8]. Для каждой пробы был проведён подсчёт минимум 200 зёрен.

Изображения в отраженных и обратнорассеянных электронах наиболее представительных кристаллов различного габитуса были получены на растровом сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) фирмы Zeiss EVO LS10 (Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max50 (Oxford, Великобритания) в Лаборатории фундаментальных исследований Научно-исследовательского института глазных болезней (рис. 1). U-Pb геохронологические исследования методом LA-ICP-MS были проведены в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН по методике [9].

Изучение морфологических особенностей кристаллов циркона показало, что в пробе № 1 преобладают цирконы, которые, по [8], характерны для субщелочной и толеитовой серий гранитоидов, а цирконы в пробе № 2 – для гранодиоритов, монцонитов и высокоглинозёмистых гранитоидов.

Было изучено 37 зёрен циркона из пробы № 1, для которых получено 33 конкордантных оценки возраста. Основная их часть охватывает интервалы 240–328 и 420–466 млн лет с максимумами 248, 439 и 455 млн лет. Единичные зерна имеют мезопротерозойский возраст 1135±10 и 1137±14 млн лет.

Значения Th/U варьируют от 0.1 до 0.7. В пробе № 2 было проанализировано 34 зерна циркона, для которых получены 26 конкордантных оценок возраста, находящихся преимущественно в интервалах 199–308 и 413– 475 млн лет с максимумами возрастов 200, 429 и 467 млн лет. Единичные зерна имеют мезо- и палеопротерозойский возрасты (1125±9, 1160±15 и 1975±8 млн лет). Большинство зерен имеет значение Th/U отношения от 0.1 до 0.9.

Морфологические особенности циркона из аллювиальных песков свидетельствуют о том, что основными источниками сноса для них являлись гранитоиды. Так как площадь водосбора рек Селеты, Шат и их притоков



относительно небольшая и охватывает северную часть Казахского мелкосопочника, можно предположить, что источники обломочного материала имели местное происхождение. Основную роль в составе источников сноса, вероятно, играли палеозойские гранитоиды, широко развитые в этом регионе. В последние годы для этих гранитоидов были получены новые данные о составе и возрасте, что позволяет провести сопоставление с данными по цирконам из аллювиальных песков и сделать заключения о наиболее вероятных источниках сноса.

В обеих пробах главные максимумы оценок возраста соответствуют интервалу среднего ордовика-раннего силура (440 и 455 млн лет в пробе № 1 и 430–465 млн лет в пробе № 2) такие возрасты имеют гранитоиды крыккудукского, боровского и карабулакского комплексов, широко распространенные в Северном Казахстане [2]. Они обнажены в истоках рек Селеты и Шат, а также в среднем течении р. Карашат и ее притоков. Интересно присутствие в пробе № 1 значительного количества зерен циркона с возрастами около 250 млн лет, что соответствует границе перми и триаса. Их источником могли быть гранитоиды вишневского комплекса, слагающие Карагайлийский массив, в пределах которого находятся истоки ручьев, впадающих в р. Акмурза. Для гранитоидов вишневского комплекса получены оценки возраста около 250 млн лет [3]. Отличительной чертой пробы № 2 является присутствие значимого количества циркона с возрастами около 200 млн лет, что соответствует границе триаса и юры. Породы такого возраста, которые могли быть источниками циркона, в Северном Казахстане неизвестны. Однако, учитывая крайне слабую обнаженность в пределах бассейна р. Шат, можно предполагать присутствие магматических пород кислого состава такого возраста на этой территории. Источниками единичных зерен циркона палео- и мезопротерозойского возраста могли быть кварциты и сланцы кокчетавской свиты неопротерозоя (проба № 2) или песчаники среднего-верхнего ордовика (проба № 1).

Таким образом, проведенные исследования показали, что комплексирование анализа морфологии кристаллов циркона и оценок их возраста позволяет на качественном уровне устанавливать особенности эродируемых гранитоидов.

Исследования выполнены в рамках Госзадания ГИН РАН № FMMG-2023-0009.

Литература

1. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. Москва, 1986. 227 с.

2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с. 3. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Лучицкая М.В. Внутриплитные комплексы перми-начала триаса на севере палеозоид Казахстана: площадное распространение и обоснование возраста. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океан к континенту). Мат. науч. конф. Вып. 21. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. С. 66–68.

4. *Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В.* (2019а) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы // Литосфера. 2019. Т. 19(6). С. 813–839.

5. Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопногеохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20(1). С. 40–62.

6. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // J. of Petrology. 2006. V. 47. P. 329–353.

7. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. № 53 (1). P. 469–500.

8. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

9. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018. P. 63.

А.В. Храмцова¹, А.В. Мельников¹

Диагностические признаки турбидитов, контуритов и тидалитов ачимовской толщи нижнемеловых отложений Западной Сибири

Ачимовская толща выделяется в подошве нижнемелового клиноформного комплекса Западной Сибири. Формирование ачимовских отложений происходило в глубоководном морском бассейне, основные породыколлекторы приурочены к фациям подводных турбидитовых каналов и лопастей.

¹ Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия

В последнее время накоплен обширный материал по керну и результатам 3D сейсморазведки, который позволил более детально изучить механизмы формирования отложений ачимовской толщи, внутреннее строение и морфологию лопастей и каналов. Ачимовская толща представлена преимущественно песчаниками мелкозернистыми до средне-мелкозернистых с массивной, градационной (рис. 1а), флюидальной текстурой, со знаками нагрузки слоев, с прослоями глинистых интракластов и гибридных слоев. В керне наблюдаются неполные текстурные последовательности Боума и Стоу, обусловленные уменьшением скорости потока вниз по течению, размывом верхней части отложений перед отложением следующего цикла, трансформацией потока вниз по течению (гибридные слои). Выделены гиперпикнальные (экстрабассейновые) турбидиты, переработанные контурными течениями. Среди массивных песчаников редко встречаются слои с мелкой косой разнонаправленной слоистостью со сдвоенными слойками (см. рис. 1в, табл. 1), свидетельствующей о переработке отложений внутренними волнами – тидалиты [4]. Диагностические признаки относительно глубоководных отложений ачимовской толщи представлены в табл. 1.

Гиперпикнальные и классические турбидиты отличаются источником питания, временем существования и поведением потока (см. табл. 1). Классические турбидиты формируются в результате обрушения бровки шельфа, а гиперпикнальные – при высоких паводках, когда плотность речного стока превышает критическое значение – 1036 кг/м³. Гиперпикнальный генезис турбидитов установлен по наличию в песчаниках и алевролитах крупных обломков древесины, линзочек угля (см. рис. 16) и шельфовых каналов, которые имеют продолжение в глубоководной части морского бассейна [1].

По результатам 3D сейсморазведки на многих площадях Западной Сибири выявлены осадочные волны (контуритовые дрифты), ориентированные вдоль подножия склона, установлены лопасти и каналы, нарушенные интенсивными контурными течениями.

Формирование контуритов связано с постоянными или полупостоянными контурными течениями, которые возникают при втекании холодных бореальных вод на севере в относительно глубоководный Западно-Сибирский морской бассейн. Контуриты отличаются от турбидитов ориентировкой осадочных тел относительно подводного склона, имеют изрезанную форму отражающих горизонтов на сейсмических разрезах, могут быть как песчаного, так и глинистого состава [2, 3]. По керну установлены смешанные контурито-турбидитовые комплексы и контуритовые дрифты. Для контуритов характерно наличие массивной, косослоистой и биотурбационной текстуры, постепенные контакты между слоями (см. табл. 1). В глинистых и смешанных контуритах преобладают ходы *Chondrites, Nereites, Phycosiphon, Helminthopsis, Zoophycos*, индекс биотурбации может достигать 3–4 (см. рис. 1г). Контуритовые дрифты могут рассматриваться как самостоятельные объекты для поиска пород-коллекторов в глубоководной части морского бассейна.



Рис. 1. Фотографии керна ачимовской толщи Западной Сибири а – песчаники с градационной текстурой, характерной для турбидитов; б – песчаник с крупными углефицированными обломками древесины в центральной части образца (гиперпикнальные турбидиты); в – сдвоенные слойки в песчаниках мелко-тонкозернистых (тидалиты); г – алевролиты с градационной и линзовидной слоистостью, нарушенной ходами Nereites (Ne), Zoophycos (Zo), Chondrites (Ch), Phycosiphon (Ph)

Таблица 1

Диагностические признаки турбидитов, гиперпикнитов, тидалитов и контуритов (по [4], с изменениями и дополнениями)

Породы	Классические (интрабас- сейновые) турбидиты	Гиперпикниты (экстрабас- сейновые) турбидиты	Тидалиты	Контуриты
Структу- ра	Песчаники от средне-мелко- зернистых до алевролитов	Песчаники от средне-мелко- зернистых до алевролитов	Песчаники от мелкозер- нистых до алевролитов	Песчаники от мелкозерни- стых до алев- ролитов мел- козернистых глинистых
Текстура	Массивная, конволютная, флюидальная, градационная, горизонталь- ная, восходя- щая рябь тече- ний	Массивная, флюидальная, косая, вос- ходящая рябь течений, гори- зонтальная	Косая разно- направленная со сдвоенны- ми слойками, флазерная, го- ризонтальная, волнистая	Массивная, горизонталь- ная, косая, линзовидная, биотурбаци- онная, града- ционная
Включе- ния	Глинистые интракласты	Глинистые интракласты	_	Глинистые интракласты
Ихнофос- силии и интен- сивность биотурба- ции (BI)	Chondrites, Phycosiphon, BI = 0–2	Chondrites, Phycosiphon, Helminthopsis, BI = 0–1	Отсутствуют до низкой ин- тенсивности	Chondrites, Nereites, Phycosiphon, Zoophycos и др., BI = 2–3
Фауна и флора	Редко аммони- ты, двустворки Buchia	Крупные обломки древесины, линзочки угля, углистый де- трит, двуствор- ки	Растительный детрит	Редко аммо- ниты, дву- створки Buchia и ино- церамы
Контакты и пере- ходы	Градационный (градация пря- мая), эрозион- ный	Градационный, градация пря- мая до обрат- ной	Градационный до эрозион- ного	Градационный до резкого

Породы	Классические (интрабас- сейновые) турбидиты	Гиперпикниты (экстрабас- сейновые) турбидиты	Тидалиты	Контуриты
Реология и режим течения	Турбулентный, турбидитовые течения	Турбулентный, генерируемый половодьем рек, турбиди- товые течения	Ламинарный до турбулент- ного, внутрен- ние волны и приливы	Турбулентный, контурные течения
Пове- дение потока	Кратковремен- ный однона- правленный убывающий поток	Долговремен- ный, однона- правленный поток с не- устойчивым скоростным режимом	Нарастающий, убывающий, реверсивный, разнонаправ- ленный	Постоянный, нарастающий, затем убываю- щий, однона- правленный
Время сущест- вования	Часы	Часы до нескольких недель	Часы в каж- дом направле- нии	Десятки тыс. лет
Источник питания	Обрушение подводного склона и бров- ки шельфа	Паводковые речные воды	Переработка ранее на- копившихся отложений	Переработка и переотло- жение ранее накопившихся отложений

Выводы

На основании детального седиментологического анализа керна и результатов сейсморазведки 3D в фондоформной части нижнемеловых клиноформ Западной Сибири выделены отложения классических и гиперпикнальных турбидитов, контуритов и тидалитов, даны их диагностические признаки.

По наличию крупных растительных остатков в ачимовской толще предполагается гиперпикнальный генезис турбидитов.

Установлено влияние контурных течений на морфологию глубоководных лопастей и каналов. Крупные песчаные контуриты могут рассматриваться как самостоятельные объекты для поиска пород-коллекторов.

Литература

1. Храмцова А.В., Зверев К.В., Мельников А.В. Гиперпикнальные турбидиты как основной тип песчаных отложений ачимовской толщи Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2024. № 6. С. 45–56.

2. Храмцова А.В., Кисляк А.А. Влияние контурных течений на морфологию глубоководных конусов выноса нижнемеловых отложений Западной Сибири // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы XII Всероссийского совещания. 7–11 октября 2024 г., г. Южно-Сахалинск / Гл. ред. Е.Ю. Барабошкин. Южно-Сахалинск: Издательство ООО «Индиго», 2024. С. 271–274.

3. *Rebesco M., Hernandez-Molina F.J., Rooij D.V., Wahlin A.* Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations // Mar. Geol. 2014. V. 352. P. 111–154.

4. *Shanmugam D.G.* Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs. Volume 5. Amsterdam: Elsevier, 2006. 476 p.

А.В. Чефранова¹, С.Ю. Колодяжный², Н.Б. Кузнецов², Е.И. Махиня², Т.В. Романюк³, Л.А. Левицкая¹, Е.А. Шалаева²

Индикаторные характеристики детритовых зерен граната и турмалина из позднекайнозойской молассы Адыгейского сектора Западного Предкавказья (белореченская свита)

Для определения источников сноса и решения палеотектонических задач, связанных с формированием орогенной молассы Западного Предкавказья изучены породы четвертичного возраста, соответствующие двум стратиграфическим уровням: нижней части разреза белореченской свиты (проба МК-29) и верхнего неоплейстоцена (проба МК-30), развитые в районе юго-западной окраины г. Майкоп.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Для достижения цели использован комплекс минералогических методов. Изучены индикаторные свойства состава детритовых минераловиндикаторов питающих провинций, которые являются компонентами многих магматических и метаморфических пород, а изоморфная емкость их структуры довольно строго определяется P-T-C-условиями кристаллизации. В первую очередь это гранат, который является сквозным породообразующим минералом многих метаморфических фаций. Единственная сложность в использовании граната с повышенной спессартиновой компонентой для наших целей, заключается в том, что его химический состав является идентичным в породах гранатовой и ставролитовой субфаций метаморфизма и в магматических породах. Поэтому в качестве контрольного метода рассмотрены индикаторные признаки состава турмалина, позволяющие различать доли участия в магматических и метаморфических источников обломочного материала.

Зерна граната и турмалина отбирались вручную из первой и второй электромагнитной фракции под бинокулярным микроскопом. Затем они были имплантированы в эпоксидную шашку, вскрыты и отполированы. Химический состав тяжелых минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

При петрогенетической типизации граната использована тройная дискриминационная диаграмма, откалиброванная [4] для граната из магматических и некоторых метаморфических пород и доработанная [3] с учетом состава гранатов из метаосадочных пород различных фаций (рис. 1а). Для сравнения на данную диаграмму нанесены точки состава гранатов из ближайших известных выходов различных метаморфических комплексов, слагающих герцинский фундамент Большого Кавказа (БК) по данным Д.М. Шенгелиа и С.П. Кориковского [1] (см. рис. 16).

Отличительной чертой состава зерен граната из пробы МК-29 является широкое развитие альмандин-спессартина с относительно повышенной пироповой компонентой (Alm₈₀₋₆₀, Sps₂₅₋₁₆, Prp₁₅₋₇, Grs₁₋₃) и альмандин-пиропа (Alm₇₄₋₇₈, Prp₁₉₋₁₇, Sps₄₋₆, Grs₂₋₃). Гранаты аналогичного состава развиты в мусковитсодержащих и недосыщенных K₂O метапелитах ставролит-силлиманитовой субфации герцинского структурного этажа БК в западной части Перевальной подзоны Главного хребта у истоков р. Белой [1]. В подчиненном количестве отмечен альмандингроссуляровый гранат (Alm₅₉₋₆₃, Grs₂₂₋₁₅, Sps₉₋₁₀, Prp₅₋₈), состав которого соответствует гранату из метапелитов ставролит-андалузитовой субфации. В целом состав граната из пробы МК-29 демонстрирует приуроченность к источнику сиалического состава, метаморфизованного в условиях ставролит-силлиманитовой и, в меньшей степени, ставролит-андалузитовой субфации.



В составе граната пробы МК-30 преобладает альмандин-гроссуляр, часто с повышенной пироповой компонентой (Alm_{51-69} , Grs_{18-26} , Prp_{7-17} , Sps₄₋₉), альмандин-пироп (Alm_{63-75} , Prp_{18-27} , Grs_{3-9} , Sps₂₋₅) и в резко подчиненном количестве альмандин (Alm_{86} , Grs_{11-17} , Prp_{3-5} , Sps₂₋₅) и спессартинальмандин (Alm_{36-28} , Sps₄₆₋₅₆, Prp_{2-6} , Grs₂). По аналогии с составом граната из герцинских метаморфических комплексов БК [1], можно предположить, что повышение гроссулярового и пиропового компонента в гранате пробы МК-30 обусловлено его генетической связью с источником мафитового

Рис. 1. Дискриминационные диаграммы индикаторных характеристик состава

граната Mange, Morton [2007], Krippner et al [2014] (а, б) и турмалина (в). а, б – дискриминационная диаграмма состава граната из проб МК-29 и МК-30 (а) и метаморфических комплексов Большого Кавказа по [Петрология..., 1991] (б): А – метаосадочные породы гранулитовой фации, чарнокиты и основные изверженные породы; В – бедные СаО метаосадочные породы амфиболитовой фации; Ві – богатые СаО метаосадочные породы амфиболитовой фации и переходные к основным изверженным породам; Сі – основные породы высоких давлений; Сіі – магнезиальные ультраосновные породы (пироксены и перидотиты); D – метасоматические породы, скарны.

Точки состава граната из метаморфических комплексов БК [Петрология..., 1991]: 1 – из бедных СаО метапелитов ставролит-андалузитовой субфации Лабино-Буульгенской серии в западной части Перевальной зоны; 2 – из мусковитсодержащих метапелитов ставролит-силлиманитовой субфации Лабино-Буульгенской серии в западной части Перевальной зоны; 3 – из богатых CaO ставролит-биотит-андалузитовой субфации клычской свиты; 4 – из бедных СаО и мусковитсодержащих метапелитов ставролит-хлоритоидной и ставролит-хлоритовой субфаций лаштракской свиты; 5 – из бедных СаО метапелитов ставролит-биотит-кианитовой субфации аджарской свиты; 6 – из метаморфитов ставролит-биотит-кианитовой субфации Блыбского комплекса; 7 - из богатых СаО пород ставролит-биотит-кианитовой субфации лабарданской свиты Блыбского комплекса; 8 – из амфиболитизированных эклогитов блыбского комплекса района Большой Лабы; 9 – из метаморфических пород гранатовой субфации речепстинского комплекса; 10 – из кианитовых эклогитов Блыбского комплекса района Малой Лабы; 11 – из метаморфических пород силлиманит-биотит-мусковитовой субфации речепстинского комплекса; 12 - из метапелитов биотит-силлиманит-калишпатовой субфации эльбрусскомакерского комплекса;

 \leftarrow

в – дискриминационная диаграмма [Henry, Guidotti,1985] состава турмалина
из проб МК-29 и МК-30: А – обогащенные Li гранитоиды, пегматиты, аплиты; В – бедные Li гранитоиды, пегматиты, аплиты; С – гидротермальные
породы; D – метапелиты, метапсаммиты (глиноземистые); Е – метапелиты
и метапсаммиты (низкоглиноземистые); F – метапелиты, обогащенные Fe³⁺
кварц-турмалиновые и известково-силикатные породы

состава, метаморфизованного в условиях ставролит-биотит-кианитовой и ставролит-биотит-андалузитовой субфаций, выходы которых известны в пределах Передового хребта и Буульгенского метаморфического комплекса Перевальной подзоны Главного хребта. Гранат спессартинальмандинового состава, по всей видимости, генетически связан с гранитоидами.

В обеих пробах турмалин представлен дравитом и только в пробе МК-30 отмечены два зерна, отвечающих составу шерла. Таким образом, можно предположить, что в обломочном материале позднечетвертичной молассы преобладали продукты разрушения метаморфических пород. Интерпретация состава турмалина приведена в виде тройной дискриминационной диаграммы, откалиброванной Henry and Guidotti [2] для турмалина из магматических, гидротермальных и метаморфических пород. Большая часть точек состава турмалина из обеих проб оказалась в поле, соответствующем составу турмалина из метапелитов, обогащенных Fe³⁺ кварц-турмалиновых и известково-силикатных пород, и лишь небольшая их часть оказалась в поле гидротермальных пород (см. рис. в). Появление «гидротермального» турмалина в пробе МК-30 может быть объяснено ретроградными процессами, установленными Д.М. Шенгелиа и С.П. Кориковским [1] в породах ставролит-силлиманитовой субфации Перевальной зоны и Передового хребта и проявленными в виде щелочного метасоматоза, который обусловил появление наряду с альбитом метасоматического турмалина.

Использование комплекса литологических и минералогических методов при изучении терригенной компоненты четвертичной молассы Адыгейского сектора Западного Предкавказья показало, что по мере развития орогена БК, наряду с относительным ослаблением проявления признаков размыва пород верхних структурных этажей и увеличением содержания продуктов эрозии герцинского комплекса пород, в молассовый бассейн начали поступать в большем количестве детритовые зерна метаморфических минералов, характерные для малоглубинных (ранние стадии формирования орогена) и глубинных (более поздние стадии) кристаллических комплексов. Эти особенности свидетельствуют о расширении площади выходов и увеличение глубины эрозионного среза герцинского структурного этажа.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГЕМ РАН.

Литература

1. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа / Под ред. Д.М. Шенгелиа, С.П. Кориковский, Г.Л. Чичинадзе и др. М.: Наука, 1991. 232 с. 2. *Henry D.J., Guidotti C.V.* Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // Amer. Miner. 1985. V. 70. P. 1–15.

3. *Krippner A., Meinhold G., Morton A.C., Hilmar von Eynatten*. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks // Sediment. Geol. 2014. V. 306. P. 32–52.

4. *Mange M.A., Morton A.C.* Geochemistry of heavy minerals // Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology 58 / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 345–391.

Н.С. Шевчук¹, Н.И. Коробова¹, Н.А. Малышев², В.Е. Вержбицкий², Е.К. Бакай¹, Я.А. Шитова¹, Р.М. Гилаев¹, А.В. Ступакова¹, А.А. Суслова¹, М.В. Малых¹, С.С. Новиков³, И.С. Васильева³, А.А. Колюбакин⁴, Д.К. Комиссаров², А.А. Бородулин²

Состав, строение и обстановки осадконакопления отложений нижнемелового, палеогенового и неоген-четвертичного комплексов акватории моря Лаптевых

В рамках реализации проекта ПАО «НК «Роснефть» по бурению малоглубинных стратиграфических скважин на шельфе Арктики, в 2021 году в акватории моря Лаптевых вблизи архипелага Новосибирских островов были пробурены шесть скважин, которые вскрыли различные комплексы отложений: нижнемеловой, палеогеновый и неоген-четвертичный. В работе кратко представлены результаты литологического исследования кернового материала (415 м), полученного по всем шести скважинам: SSDAN-1, SSDAN-3_2, SSDAN-4_1, SSDAN-4_3, SSDAN-4_6, SSDAN-4 7 [1].

Представленная методика изучения керна основана на послойном литологическом описании полученного каменного материала с применением анализа литофаций и выделением генетических признаков отложений. Принцип актуализма применялся для реконструкции обстановок осадко-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² ПАО «НК «Роснефть»

³ ООО «Арктический Научный Центр»

⁴ ООО «РН-Эксплорейшн»
накопления изученных отложений путем выбора моделей современной и четвертичной континентальной, прибрежно-морской и морской седиментации, как основы для соответствующей интерпретации изучаемых объектов.

Наиболее древние отложения позднебарремского-раннеаптского возраста вскрыты скв. SSDAN-4_1 и SSDAN-4_3 [1]. Породы, слагающие меловой комплекс, интенсивно трещиноваты. Керн фрагментирован трещинами по типу «битой тарелки», где на плоскостях их сколов наблюдаются зеркала скольжения. Деформации первичного залегания слоев также выражаются в существенных углах падения поверхностей напластования – до 40–70°.

Отложения нижнемелового комплекса представлены алевро-глинистой, глинисто-алевритовой, песчано-алевро-глинистой и алевро-песчаноглинистой литофациями.

Литофации *алевро-глинистого и глинисто-алевритового состава* сложены аргиллитами, которые неравномерно расслоены алевролитами толщиной 0.5–3 см. Отмечается постепенная градационная смена алевролитовых прослоев глинисто-алевролитовыми и далее глинистыми. Внутри алевролитов нередко отмечается конволютная слоистость.

Песчано-алевро-глинистые и алевро-песчано-глинистые литофации отличаются появлением невыдержанных прослоев песчаников тонкозернистых, в основании которых часто различаются подошвенные знаки: эрозионные, а также течений. Для песчаников характерна мелкая косая слоистость, а иногда отмечаются текстуры конседиментационных деформаций, имеющих оползневую природу, в том числе конволютная слоистость. Песчаники содержат редкие интракласты глин размером 0.2–0.3 × 0.5–0.6 см. Толщина песчаных прослоев составляет от 1 до 7 см.

Состав, характер чередования различных типов пород и их текстурноструктурные признаки позволяют отнести этот комплекс отложений к накоплениям турбидных потоков дистальных частей глубоководных конусов выноса (рис. 1).

В разрезе скв. SSDAN-4_3 отложения нижнего-верхнего палеоцена представлены континентальной угленосной толщей. Отложения континентального генезиса, датированные поздним палеоценом, ранним эоценом встречены в разрезах скв. SSDAN-4 7 и SSDAN-4 6 [2].

Среди континентальных литофаций выделяются: угленосно-алевроглинистая, угленосно-песчано-глинисто-алевритовая, угленосно-глинисто-песчано-алевритовая, угленосно-глинисто-алевро-песчаная и угленосно-алевро-песчаная, а также литофации без угольных прослоев: песчано-глинисто-алевритовая и алевро-песчаная. Установлено, что формирование описанных литофаций происходило в пределах аллювиальной равнины, где выделяются отложения русел, прирусловых валов и отмелей, а также отложения пойм и болот. Аллювиальный генезис отложений подтверждает цикличное строение большинства литофаций, характерное для угленосных аллювиальных комплексов.

Для пород в разрезах эоцена, олигоцена и миоцена, формирование которых происходило в прибрежно-морских обстановках, характерны состав и строение, свидетельствующие о накоплении осадков (по линии профиля) от пляжа до различных частей подводного берегового склона.

Отложения берегового склона вскрыты скв. SSDAN-4_7, SSDAN-4_6, SSDAN-3 2 и SSDAN-1.

К отложениям субаэральной части берегового склона относятся песчаные отложения пляжа (*necчaная литофация* в скв. SSDAN-3_2), которые сложены песками среднезернистыми с косой разнонаправленной слоистостью и обильными включениями гравия и гальки материнских пород. Обычно образования пляжа тесно связаны с отложениями верхней части подводного берегового склона.

Верхняя часть подводного берегового склона включает нижнюю (затопляемую) часть пляжа и его предфронтальную (предпляжевую) зону, граница между которыми проводится не всегда однозначно. Эти зоны рассматриваются совместно и в разрезах скважин выделяются как верхняя часть подводного берегового склона. На этом участке в процессе осадконакопления преобладали процессы прибоя, обрушения, взмучивания, часто дополняемые течениями и штормами. Здесь в разрезах выделяются *алевро-песчаные, песчано-алевритовые и глинисто-алевро-песчаные литофации*.

К нижней части подводного берегового склона относится переходная зона, которая располагалась между средним базисом спокойных вод и средним базисом штормовых вод. К преобладающим литофациям этой зоны относятся: *алевритовая*, *глинисто-песчано-алевритовая и песчаноалевритовая*.

В отложениях эоцена, нижнего олигоцена и миоцена скважины SS-DAN-1 широко распространены породы, формировавшиеся в морских шельфовых обстановках. Здесь выделяются отложения мелководной (внутренней) и относительно глубоководной (внешней) частей шельфа. Аналогичные отложения вскрыты скважинами SSDAN-3_2, SSDAN-4_6 и SSDAN-4_7 и приурочены к нижнему эоцену. Появление в разрезах скважин литофаций шельфового генезиса связано с этапами периодического повышения относительного уровня моря.

Накопления внутреннего шельфа представлены глинисто-алевритовыми, карбонатно-глинисто-алевритовыми, карбонатно-алевритовыми, реже песчано-алевро-глинистыми литофациями. Среди текстур преобладают горизонтальная, тонкая линзовидная (толщина до 1 см), градационная с постепенными сменами гранулометрических типов пород. Обращает



на себя внимание и крайне слабая биотурбированность отложений, с преобладанием единичных горизонтальных ходов илоедов.

В пределах внешнего шельфа формируются глинистые и алевритовоглинистые литофации. Кроме того, в разрезе скв. SSDAN-3_2 описана грубообломочно-глинистая литофация в нерасчлененном неоген-четвертичном комплексе, накопление которой происходило в пределах внешнего шельфа. Здесь песчаные глины содержат многочисленные обломки базальтов, эффузивов и метапород, что вероятно, связано с процессами ледового переноса, что в свою очередь увязывается с похолоданием климата.



В разрезе скв. SSDAN-1 описана *кремнисто-алевро-глинистая литофация* плейстоцена, которая формировалась в пределах внутришельфовой впадины относительно глубоководного шельфа.

Колебания относительного уровня моря и изменения климата отражаются в цикличном характере строения палеоген-неогеновой толщи. Раннепалеоценовый этап континентального осадконакопления, сменился позднепалеоцен-раннеэоценовым этапом, где морские обстановки осадконакопления чередовались с континентальными. Для олигоцен-неогенового времени уже характерны преимущественно морские обстановки осадконакопления.

Литература

1. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др.* Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 1. С. 26–35.

2. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др.* Стратиграфическое бурение на северо-востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 2. С. 160–179.

<u>В.Г. Эдер</u>¹, М.А. Рогов¹, А.Д. Скоморохова^{1,2}, И.В. Панченко³, С.В. Можегова⁴, Е.В. Покровская¹

Обстановки образования верхнеюрских черносланцевых отложений зоны Panderi бассейна р. Айюва (район Ухты)

Впервые проведено детальное и комплексное литолого-геохимическое и биостратиграфическое изучение средневолжских отложений зоны Panderi в разрезе обнажения реки Айюва (Айюва-7, окрестности Ухты). Изученный интервал разреза сложен чередованием черносланцевых и сероцветных известково-глинистых пачек. Установлено, что изученная последовательность относится преимущественно к биогоризонту Zaraiskites regularis, что обеспечивает возможности для ее детального сопоставления с более полными разрезами – фациальными аналогами центра и юговостока Русской плиты. Кроме того, это создает условия для сравнения обстановок осадконакопления, синхронно существовавших в удаленных друг от друга частях эпиконтинентального палеобассейна (Среднерусского моря). Выявлено, что изученные отложения обн. Айюва-7 по вещественному составу и строению, особенностям распространения слоев горючих сланцев, наличию аутигенного клиноптилолита схожи с разрезами Поволжья. Сделаны выводы, что седиментация в этих двух районах палео-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, edervika@gmail.com

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ ЗАО «Моделирование и мониторинг геологических объектов им. В.А. Двуреченского», Москва, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия

бассейна контролировалась общими событиями. Эпизоды черносланцевого накопления сопровождались резким сокращением привноса терригенного глинистого материала, сменой видов фитопланктона (с известкового на органикостенный), периодическим развитием дефицита кислорода в придонных водах. Сероцветные фации накапливались в условиях повышенного терригенного привноса и более масштабного распространения известкового нанопланктона. Предполагается, что обстановки седиментации черносланцевых отложений обн. Айюва-7 в позднеюрское время были относительно более глубоководными, чем в Поволжье.

В поздней юре – начале мела практически во всех общирных эпиконтинентальных морях Северного полушария возникли благоприятные условия для накопления органического вещества (OB) в осадках и формирования черносланцевых толщ, что связывается с проявлением крупнейшего, пролонгированного во времени шельфового дизоксидного события [1-4]. В течение него формировались формация Кимериджских глин Англии и северо-западной Франции, нефтегенерирующие высокоуглеродистые толщи на шельфах современных арктических морей, баженовская свита Западной Сибири, толща средневолжских горючих сланцев Русской плиты (РП) и др. Последняя образовалась в течение наиболее краткого временного интервала (амм. зона Panderi, не более 1 млн лет), характеризовалась прерывистой («импульсной») динамикой накопления OB, при этом с достижением исключительно высоких (Сорг 20-40%) его концентраций. С целью выяснения особенностей строения, вещественного состава и условий осадконакопления верхнеюрских сланценосных отложений на севере РП, было проведено детальное комплексное биостратиграфическое (по аммонитам) и литолого-геохимическое исследование ее разрезов в естественных выходах в бассейне р. Айюва (район г. Ухты). В палеогеографическом отношении этот район соответствовал самой северной части позднеюрского Среднерусского моря [5], и располагался между крупной областью накопления углеродистых осадков в его центральной и юго-восточной зонах и северными окраинами Западно-Сибирского палеобассейна.

Таким образом, географическое расположение разреза р. Айюва является вполне благоприятным для сравнительного анализа особенностей седиментации высокоуглеродистых отложений в этих обширных районах и оценки влияния глобальных и/или региональных событий и факторов на образование таких специфических толщ. В рамках настоящей работы проводились петрографические исследования в поляризационном микроскопе (СХ-40, ГИН РАН), изучение ассоциации глинистых минералов методами ренттгенофазового анализа (фр. разм. < 0.002) на дифрактометре D8 Advance Bruker (ГИН РАН). Содержание в породах С_{орг} (или ТОС – total organic carbon) определяли методом Rock Eval (ВНИГНИ), породообра-

зующих оксидов – ренгенофлуоресцентным анализом (ГИН РАН). Для пересчета химического состава пород на их минеральный состав использовалась программа MINLITH О.М. Розена и соавторов (2000). В рассматриваемом обнажении Айюва-7 бассейна р. Айювы (63°41'57.35" с.ш.; 54°13'35.61" в.д.) вскрывается фрагмент разреза средневолжского яруса (зона Panderi) видимой мощностью около 12 м вместе с подстилающими отложениями среднего-верхнего оксфорда [6], которые представлены серо-зелеными глинистыми алевролитами, неслоистыми, с включениями глауконита (1–7%), фосфатными и пиритовыми конкрециями, рострами белемнитов, ихнофоссилиями. Биотурбации характерны для нижней части разреза, вблизи границы оксфордских и волжских отложений, в черносланцевых слоях они редки. Установлено, что изученный интервал относится к аммонитовому биогоризонту Zaraiskites regularis, что обеспечивает возможности для его детального сопоставления с более полными разрезамианалогами центра и юго-востока Русской плиты и сравнения обстановок осадконакопления, синхронно существовавших в удаленных друг от друга частях эпиконтинентального палеобассейна (Среднерусского моря).

Средневолжский разрез обн. р. Аюва по составу пород подразделен на две части и 12 пачек (рис. 1). Нижняя часть разреза (пачки 2–6) характеризуется повышенным содержанием биогенного известкового материала в сероцветных породах (30–75%, среднее 59%), по сравнению с верхней частью (30–50%, среднее: 42%) – пачки 7–12. В изученной осадочной последовательности зоны Panderi отмечается 5 черносланцевых горизонтов, два из них залегают в нижней части и три – в верхней. Наиболее мощным (2.8 м) является верхний высокоуглеродистый слой, содержащий прослои (0.1–0.2 м) глинисто-известковых пород.

Появление вида аммонитов Zaraiskites regularis – индекса биогоризонта верхней части зоны, фиксируется вблизи подошвы пачки 7. Вверх по разрезу черносланцевые породы, в которых появляются остатки палиноморф, приобретают коричневатый оттенок (пачка 9). В целом строение изученного разреза имеет явно выраженный циклический характер – чередование (0.5–2.8 м) пелитоморфных серых (светлых и более темных) глинисто-карбонатных пород (OB < 2%) и темно-серых до черных (в верхней части с коричневатым оттенком) горючих сланцев (ОВ 12–38%), отчетливо выделяющихся в разрезе благодаря выраженной тонкой плитчатости и листоватости. Контакт с подстилающими оксфордскими отложениями – резкий, эрозионный, подчеркнут пиритизацией, контакты между сероцветными и черносланцевыми слоями – резкие, субгоризонтальные, в некоторых случаях со следами размыва. По результатам детального литолого-геохимического исследования в составе средневолжского интервала выделено – 7 литотипов: B1, B2, B3, C1, C2, C3, C4 (табл. 1), которые отличаются по вещественному составу.



6 – высокоуглеродистые (OB>10%) (известково-керогеновые, кероген-известковые и керогеновые) породы

Таблица 1

Содержание основных породообразующих компонентов
выделенных литотипов средневолжских отложений
обн. Айюва-7

Лито- тип	ОВ, %	Кальцит, %	Кварц, %	Глина, %	Название пород	
B1	0.5	60.1	14.4	18.1	известняки	
B2	1.7	32.5	24.9	33.3	известково-глинистые породы	
B3	3.2	40.5	21.0	26.6	глинисто-известковые породы	
C1	16.7	33.3	17.9	21.0	кероген-известковые породы	
C2	32.2	15.4	13.8	17.3	керогеновые породы	
C3	12.9	43.7	18.1	17.0	кероген-известковые породы с обломками раковин	
C4	4.1	27.4	28.1	32.4	известково-кремнисто-глинистые породы с клиноптилолитом	

В целом петрографические характеристики сероцветных пород (литотипы В1-3) разных пачек изучаемого разреза сходны. Породы темносерые или серые с голубоватым оттенком, пелитоморфные, неслоистые, оскольчатые, с макрофауной белемнитов, двустворок и аммонитов. Основная масса сложена смесью остатков известкового нанопланктона (кокколитофорид) с тонкодисперсными глинистыми частицами и тонкодисперсным кварцем. Черносланцевые породы (литотипы С1-3) темно-серые, черные, пелитоморфные, тонкоплитчатые, неслоистые, содержат остатки раковин двустворок, аммонитов, ростры белемнитов. Микроструктура пород пелитоморфная, микротекстура горизонтальнолинзовидно-слоистая, образованная за счет тонкого линзовидного (ширина 0.01-0.02 мм, длина – 0.1-0.5 мм) распределения ОВ и пирита, реже в микролинзочки концентрируется карбонатный и глинистый материал. Во всех выделенных литотипах отмечается присутствие остатков известкового нанопланктона (кокколитов), который являлся основным поставщиком известкового материала; редких зерен глауконита (1-3%), кальцисфер (1-2%) и алевритовой примеси зерен кварца и полевых шпатов (3-7%). Пирит присутствует в виде образований (и их скоплений – линзы и микропрослои) субокруглой, реже неправильной формы, размером 0.01-0.1 мм (1-5%). Содержание глинистой компоненты пород разреза Айюва-7 изменяется от 15 до 35%. По данным рентгенофазового анализа, состав глинистой составляющей по разрезу существенно не меняется

и представлен преимущественно смектитом/смешанослойным слюдасмектитом при подчиненном содержании слюды и хлорита; вблизи кровли верхней части разреза отмечается присутствие клиноптилолита. Для изученных средневолжских отложений выявлено, что генерационный потенциал пород (S2, HI) синхронно меняется с концентрацией OB, что свидетельствует о колебаниях окислительно-восстановительных обстановок на начальных стадиях образования осадков. Наибольшим генерационным потенциалом обладают высокообогащенные OB породы – HI в них составляет 500–630 мг УВ/г ТОС, в менее обогащенных HI – 100–300 мг УВ/г ТОС при зрелости керогена, соответствующей протокатагенезу (T_{тах} ~ 410–420 °C).

Обстановки накопления низкоуглеродистых осадков нижней части разреза (литотип В1) рассматриваются многими авторами как наиболее удаленные от берега и связываются с максимальным затоплением палеобассейна – периодом наиболее обширной по площади зоны седиментации с пониженным привносом терригенного глинистого материала и развитием известкового наннопланктона [7]. Эти данные подтверждаются основными характеристиками литотипа В1, приведенными выше. Во время накопления литотипа В2 отложение кокколитовых илов происходило на фоне существенного возрастания темпов привноса терригенного глинистого материала, по сравнению с обстановками литотипов В1 и В3, что могло быть следствием некоторого относительного падения уровня моря [7]. В период накопления литотипа ВЗ темпы привноса терригенного глинисто-кремнистого материала несколько сокращаются. Согласно анализу рассчитанных значений для литотипов В1-3 геохимических редокс модулей (Ni/Co = 5; U/Th = 0.6; V/Cr = 1.8: Uayт = 2.4; Mo/Mn = 0.03), во время накопления этих пород существовали субокислительные/окислительные обстановки, неблагоприятные для сохранения OB. Во время эпизодов накопления осадочного материала горючих сланцев (C1-4) существенно сокращается привнос терригенного пелитового материала. Состав водорослей резко меняется – известковый нанопланктон сменяется органикостенными водорослями. Биопродуктивность в этот период существенно возрастает, огромные массы органического вещества осаждаются, не успевая окисляться, что по модели Н.М. Страхова [8], в результате проникновения продуктов разложения ОВ в придонные воды из осадка вызывает в них дефицит кислорода. Предполагается [9, 10], что основной причиной смены периодов распространения кокколитофорид/органикостенных водорослей в Средневолжском море Русской плиты были флуктуации концентраций питательных веществ в поверхностных водах палеобассейна. Причины этих флуктуаций могут быть связаны с разными факторами: периодами аридизации [9], трансгрессивно-регрессивными событиями разного масштаба [10] или рядом других факторов. Многими авторами [7, 10, 3] принимается точка зрения, что осадконакопление черных сланцев происходило в периоды трансгрессий, а сероцветных известково-глинистых пород – в периоды регрессий. Выявлено, что время накопления осадков литотипов C1 и C2 (Ni/Co = 24; U/Th = 3; V/Cr = 9: Uayт = 13; Mo/Mn = 0.53) в придонных водах периодическим возникал дефицит кислорода, что подтверждается исследованиями OB в других районах РП [11]. Таким образом, во время накопления отложений литотипов C1–4 условия для сохранения OB были благоприятными.

По сравнению с разрезами Поволжья [7, 3, 10], которые удалены от изученного разреза Айюва-7 на расстояние около 1000 км, наблюдаются следующие сходные черты: 1) двучленное строение: нижняя часть – более карбонатная, верхняя – несколько более глинистая; 2) разрез имеет ярко выраженное циклическое строение: чередование тонкозернистых низкоуглеродистых глинисто-известковых пород и горючих сланцев; 3) выделяется 5 основных черносланцевых пачек (две – в нижней части и три – в верхней); 4) у кровли разреза фиксируется присутствие клиноптилолита и увеличение содержания обломков раковин алевритовой размерности; 5) отложения содержат ОВ морского происхождения с высоким исходным генерационным потенциалом в черносланцевых слоях и относительно пониженным – в глинисто-известковых породах. Существенных различий строения разрезов Айюва-7 и Поволжья (Городище, Ивкино) не обнаружено. Исключением является широкое развитие биотурбаций в горючих сланцах Поволжья и присутствие относительно повышенного количества алевритовой примеси в верхней части их разрезов.

Таким образом, в результате исследования выявлено, что изученные отложения обн. Айюва-7 по вещественному составу и строению, особенностям распространения слоев горючих сланцев, некоторых аутигенных минералов (клиноптилолита) в целом сходны с разрезами Поволжья. Сделаны выводы, что характер седиментации в этих двух районах палеобассейна контролировался едиными факторами или событиями. Эпизоды черносланцевого накопления сопровождались резким сокращением привноса терригенного глинистого материала, сменой видов фитопланктона (с известкового на органикостенный), периодическим развитием аноксидных условий в придонных водах. Сероцветные фации накапливались в условиях повышенного терригенного привноса и более широкого распространения известкового нанопланктона. Вероятно, обстановки седиментации сланценосных отложений обн. Айюва-7 были относительно более глубоководными, чем в Поволжье.

Благодарности: Авторы признательны Е.В. Щепетовой за обсуждение полученных результатов, ценные советы и замечания.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН (№123032400064-7).

Литература

1. Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С. Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры-неокома Европейской части СССР и Западной Сибири // Соколов Б.С. (ред.). Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. Сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука. 1989. С. 108–115.

2. Leith T.L., Weiss H.M., Mørk A. et al. Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region. In: Vorren, T.O. et al. (Eds.) Arctic Geology and Petroleum Potential // Norwegian Petroleum Society Special Publication 2. Elsevier. Amsterdam. 1992. P. 1–25.

3. *Щепетова Е.В.* Седиментология и геохимия углеродистых толщ верхней юры и нижнего мела Русской плиты. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. М: ГИН РАН, 2011. 28 с.

4. *Rogov M.A., Shchepetova E.V., Zakharov V.A.* Late Jurassic – earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic–anoxic event and its possible causes // Geological Magazine. 2020. V. 157. P. 1622–164.

5. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. Вып. 62. 1967. Л.: Недра. 260 с.

6. Ипполитов А.П., Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Киселёв Д.Н., Безносов П.А., Салдин В.А., Эдер В.Г. Юрские отложения окрестностей Ухты (Республика Коми) // Труды Геологического института. Вып. 635. 2023. 102 с.

7. *Лыюров С.В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 139 с.

8. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука. 1976. Вып. 292. 300 с.

9. *Ruffell A.H., Price G.D., Mutterlose J., Kessels K. et al.* Palaeoclimate indicators (clay minerals, calcareous nannofossils, stable isotopes) compared from two sections in the late Jurassic of the Volga Basin (SE Russia) // Geol. J. 2002. V. 37. P. 17–33.

10. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистных отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

11. *Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С.* органическое вещество и условия накопления Кашпирских горючих сланцев // Геохимия. 2008. № 10. С. 1037–1050.

Состав, строение и потенциальные источники сноса при формировании полимиктовых метапесчаников кожозерской свиты. Ветреный пояс, Юго-Восток Балтийского щита

На границе архея и протерозоя в пределах Балтийского щита начался крупный этап мантийного магматизма, который положил начало широкомасштабному рифтогенезу. В результате были сформированы мощные осадочно-вулканогенные толщи, представленные в разрезах многочисленных структур: Шомбозерская, Лехтинская, Печенгская, Онежская и др. Особого внимания заслуживает Ветреный пояс, расположенный в юговосточной части Балтийского щита.

Палеопротерозойская структура Ветреный пояс входит в состав Карельского кратона и ограничена с северо-востока Беломорским подвижным поясом, граница с которым проходит по линии глубинного надвига, а на юго-западе надвинута на архейские комплексы Карельской гранитзеленокаменной области. Разрез структуры образован чередованием вулканогенных и осадочных толщ, преобразованных в низких ступенях метаморфизма не выше зеленосланцевой фации. Принимая за основу данные В.С. Куликова [3], можно сказать, что в основании залегает токшинская терригенная свита, выше – киричская вулканогенная, средняя часть разреза представлена терригенными калгачинской, кожозерской и виленгской свитами, а завершает разрез структуры одноименная свита – ветреный пояс, сложенная коматиитовыми базальтами и туфами основного состава.

В ходе многочисленных геологических работ, проведенных на Ветреном поясе, исследователями данной структуры были получены (исчерпывающие) геохимические и изотопно-геохронологические данные по вулканогенной составляющей разреза [5]. В это же время осадочная компонента разреза оставалась без должного внимания, что в свою очередь приводило к неоднозначным моделям заложения и последующего развития осадочно-вулканогенного комплекса.

В ходе экспедиционных работ авторами были изучены отложения кожозерской свиты на юго-западном берегу оз. Кожозеро (центральная

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия

часть структуры). Свита, по данным геологосъемочных работ [2], подразделена на 2 подсвиты, которые простираются узкими полосами северозападного направления. Нижняя подсвита включает зеленовато-серые, розовато-серые крупнозернистые метапесчаники, аркозовые метагравелиты, метааркозы с редкими прослоями туфопесчаников, верхняя – представлена переслаиванием олигомиктовых и полимиктовых метапесчаников, метаалевролитов, мелкозернистых метатуфопесчаников, метатуфоалевролитов. В разрезе пачки отмечаются редкие карбонатсодержащие метапесчаники с линзами доломитов. А если учитывать данные В.С. Куликова [3], в строении разреза также принимают участие потоки плагиобазальтов.

Породы кожозерской свиты, относящиеся к верхней пачке, в обнажении представлены серо-розоватыми слоистыми метапесчаниками, смятыми в полого наклонные складки. На фоне более мелкозернистой основной массы выделяются крупные зерна калиевого полевого шпата и мелкие гальки гранитного состава.

Метапесчаники мыса Плитный характеризуются крайней неоднородностью как в отношении минерального состава, что позволяет их относить к полимиктовым, так и гранулометрического состава. При петрографическом исследовании выявляются слои, состоящие преимущественно из кварца, плагиоклаза и микроклина; из кварца и эпидота; кварца и мусковита с редкими пластинками биотита. К некоторым слоям приурочены линзочки, сложенные кальцитом, размер которых достигает 2 мм, что также отмечалось в рамках геологосъемочных работ [2].

Сохранение таблитчатой формы полевых шпатов, плохая окатанность зерен кварца, а также плохая сортировка пород указывают на слабую как химическую, так и физическую зрелость. Вероятнее всего, полимиктовые метапесчаники м. Плитный являются результатом первого цикла седиментации, что подтверждается наличием мелких обломков размерами в несколько сантиметров, по составу отвечающих гранитоидам. Основными минералами выступают кварц, эпидот, плагиоклаз, микроклин, мусковит, биотит.

Содержания главных петрогенных оксидов находятся в следующих диапазонах (в мас.%): SiO₂ (70.94–75.29%); TiO₂ (0.19–0.32%), Al₂O₃ (11.22– 14.09%); Fe₂O₃общ (1.99–2.60%); CaO (1.09–3.91%); Na₂O (2.64–4.35%); K₂O (2.38–4.45%). На классификационной логарифмической бинарной диаграмме [1] точки составов образуют плотное скопление в поле аркозов. Спектр распределения РЗЭ, нормализованных к хондриту, характеризуются плавным понижением от легких элементов к тяжелым (La_N/Yb_N – 10.28–13.68; La_N/Sm_N – 3.43–4.28).

Из метапесчаников выделена монофракция циркона, и проведено изотопное датирование методом LA-ICP-MS. Зерна циркона имеют преимущественно призматическую форму со средними размерами в 100–200 мкм, а в катодолюминесцентных лучах – осцилляторную зональность.

По большинству зерен циркона получен дискордантный возраст (степень дискордантности от -4.26 до 51.41), что связано с гидротермальноизмененными [4], а по 13 зернам – конкордантный со значениями D от -2.2 до 2.03. Основная популяция отвечает средневзвешенному возрасту 2773 млн лет. Более древние единичные зерна имеют возраст 2831, 2845, 2858 млн лет, однако для них характерна высокая дискордантность и ошибка определения.

Согласно данным [2], на северо-западе от оз. Кожозеро, в районе г. Вингора обнажаются аркозовые метагравелиты. Обнажения развиты в пределах относительно невысокой сопки. На первый взгляд, наблюдается плитчатая отдельность, которую можно принять за элементы первичной стратификации.

При петрографическом изучении выявлено, что породы больше соответствуют сильно тектонизированным гранитам. К главным минералам породы относятся кварц, калиевый полевой шпат, представленный по большей части микроклином и в редких случаях ортоклазом, плагиоклаз, в подчинённом количестве – биотит и мусковит, сфен, рудный минерал. В большинстве шлифов, несмотря на интенсивно проявленные дислокационные процессы, наблюдаются реликты магматических гипидиоморфнозернистых структур, выраженных в тесных срастаниях плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, подчиненное положение занимает кварц.

Петрогеохимически породы отвечают субщелочным лейкогранитам, являются известково-щелочными (щелочно-известковистый индекс MALI>7, SiO₂ – 73–76%), обогащены натрием и калием (Na₂O – 3.7–6.1%; K₂O – 4–6%), отношение Na₂O/K₂O – 0.7–1.6. Индекс насыщения глиноземом ASI >1, следовательно породы относятся к перглиноземистым. Породы являются железистыми, коэффициент железистости Fe*– 1.8–4. Породы обогащены легкими РЗЭ и обеднены тяжелыми, с выраженной Nb и Ti отрицательными аномалиями. Для пород характерно фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми элементами (La_N/Yb_N – 0.89–5.35; La_N/Sm_N – 0.86–3.14).

Циркон из гранитов характеризуется призматической формой и имеет осцилляторную зональность (коэффициент удлинения 3:1 и 2:1). По верхнему пересечению дискордии с конкордией (по 2 зернам) был получен возраст, отвечающий неоархею (степень дискордантности –0,7), который составил 2764±10 млн лет. Подобный возраст гранитоидов установлен для ряда массивов, расположенных на юге и западе Водлозерского блока (Хижозерский, Охтомозерский, Кубовский и др.). Также гранитоиды широко проявлены в Центрально-Карельском домене, где их внедрением завершается формирование архейской коры Карельского картона. Полученный возраст является самым близким к возрасту главной популяции циркона из метапесчаников кожозерской свиты, что, вероятно, позволяет делать вывод о вкладе гранитов г. Вингора, как источника сноса при формировании метапесчаников м. Плитный.

Литература

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

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-VII, VIII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.

3. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блоковое строение Ветреного Пояса. // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 17–23.

4. Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Юшин К.И. // Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2023)». М.: ГЕОС, 2023. С. 120–124.

5. Межеловская С.В., Юшин К.И., Межеловский А.Д. Ветреный пояс – геологическое наследие уникальных тектоно-магматических процессов палеопротерозоя Фенноскандинавского щита // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2024. Т. 66. № 1. С. 20–34.

С.Ю. Яковишин¹

Условия формирования фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа

Верхнеготеривские-нижнебарремские отложения фанарского горизонта (K₁fn), являются базальным горизонтом афипской свиты (K₁af) (баррем – ранний апт). Горизонт сложен мощной (до 250 м) грубообломочной толщей, представленной в подошве конгломератами, а в основной части разреза – песчаниками с редкими прослоями глин. Фанарский горизонт является регионально потенциально нефтегазоносным и представляет определенный интерес для дальнейших геологоразведочных

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

и поисковых работ. Исследуемая территория тектонически приурочена к области северо-западного погружения Кавказского мегантиклинория и относится к структурно-фациальной Абино-Гунайской подзоне зоны Северо-Западного Кавказа, сложенной преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями [1]. Зона характеризуется развитием продольной складчатости общекавказского простирания, осложненной нарушениями линейного характера.

Фанарский горизонт залегает без видимого несогласия на шишанской свите. Отложения представлены переслаиванием песчаников светлосерых мелкозернистых, известковистых (мощн. 5–10 до 30 см), с тонкими прослойками глин алевритистых (мощн. 1–2 см), с линзами сидерита. Ближе к кровле горизонта выделяются пачки песчаников светло-серых среднезернистых, кварц-полевошпатовых, слоистых (5–7 см), с тонкими прослойками глин (1–2 см). В основании горизонта залегают базальные конгломераты светло-серые мелкогалечные с уплощенной галькой сидерита, глин и песчаника. Фанарский горизонт согласно перекрывается глинистыми отложениями афипской свиты. Мощность горизонта меняется от 20 до 250 м.

Песчаные породы фанарского горизонта имеют преимущественно мезомиктовый и олигомиктовый кварцевый состав и характеризуются достаточно выдержанным содержанием и соотношением компонентов обломочной части: кварц – 40–60%, полевые шпаты – 10–25%, литокласты – 5–25%. Среди литокластов практически не обнаружено обломков карбонатных пород позднеюрского возраста, основную массу литокластов составляют метаморфические породы. Окатанность обломков в основном плохая и средняя, что говорит о близости источника сноса обломочного материала к бассейну седиментации [2]. Цемент в породе (в среднем до 15-20% всего объема) преимущественно поровый и пленочный, глинистый до глинисто-карбонатного. Присутствие большого количества литокластов различных по составу и генезису пород предполагает существование нескольких источников сноса. Основным источником сноса являлась Скифская плита, поставлявшая большую часть обломочного материала. Об этом свидетельствует преобладание среди литокластов кварц-слюдяных сланцев и кварцитов. Второй источник сноса, предположительно, располагался ближе – на юго-востоке территории, в районе современного Большого Кавказа. Об этом свидетельствует плохая окатанность в породах обломочного материала и присутствие в них продуктов вулканической деятельности. О наличии нескольких источников сноса, работавших с разное время с различной интенсивностью, также свидетельствует и отсутствие корреляции трендов изменения содержания в породах обломков метаморфических и магматических пород.





раувакки: 7- кварцевые: 8- полевошпато-кварцевые: 9- собственно граувакки; 10- кварцево-полевошпатовые: 11- полевошпатовые. Поле не собственно терригенного происхождения - 12. **Рис. 1.** Минеральный состав песчаников и глин фанарского горизонта: *а* – классификационная диаграмма состава породообразующих компонентов песчаников по [10]; δ – процентное содержание глинистых минералов по результатам рентгенофазового анализа Минеральный и гранулометрический состава глин фанарского горизонта изучался с целью определения условий осадконакопления, поскольку он напрямую зависит от глубины палеобассейна, а также от существовавших в нем палеообстановок [3]. Глинистые минералы в образцах из фанарского горизонта представлены полиминеральной ассоциацией с преимущественным смешанослойные-каолинит-гидрослюдистым составом и примесью хлорита и смектита. Такая ассоциация могла образоваться при разрушении кор выветривания каолинит-гидрослюдистого состава. Смешанослойные минералы представлены гидрослюдисто-смектитовой фазой. Они могли образоваться в результате деградации гидрослюды и каолинита в морских условиях. Такой состав глинистой фракции отвечает обстановкам области мелкого шельфа с глубинами 50–70 м и активной гидродинамикой или обстановке периферической части дельты с глубинами до 100 м и слабым влиянием мутьевых потоков [4].

Оценивая комплекс полученных результатов литолого-фациальных исследований отложений фанарского горизонта, можно сделать вывод, что обстановки осадконакопления наиболее близко соответствуют модели мелководной флювиальной дельты в условиях развивающейся трансгрессии моря, с начальным доминированием в процессах седиментации речного стока [5]. Слои галечников и грубозернистых песчаников в основании фанарского горизонта фиксируют начальную стадию трансгрессивного цикла в позднем готериве. В конце позднего готерива – начале раннего баррема территория междуречья современных рек Убин и Абин представляла собой дельтовую равнину, на которой в руслах распределительных каналов происходило локальное накопление грубообломочного материала. Об этом свидетельствует наличие косой слоистости, плохая и средняя степень сортировки песчаников, крупная размерность зерен, а также наличие следов размывов и отсутствие биотурбации в нижней части фанарского горизонта.

Вышележащие отложения этого горизонта, вероятно, отлагались в условиях фронта авандельты крупной реки, расположенной к северовостоку от исследуемой территории. Об этом свидетельствует как набор литотипов, встречающихся в отложениях, так и наличие линзовидной, косой и волнистой слоистости в песчаниках, распространенной, однако, локально, не на всей площади и не на всех стратиграфических уровнях. В целом, в этой части разреза отложений горизонта преобладают массивные песчаники. Последний факт является дополнительным аргументом, в пользу именно обстановки фронта дельты, а не русел дельтовой равнины [6]. Также в пользу обстановки фронта дельты говорит и наличие в песчаниках биотурбации и ихнофоссилий. Подобные образования практически отсутствуют в отложениях дельтовой равнины [7]. Вероятно, косослоистые тела песчаников маркируют моменты перемещения распределительных русел дельты. Образование отложений фронта дельты происходило как при участии течений, существовавших в бассейне, так и при гидродинамической активности потоков продельты [8].

Предположительно, к концу фанарского времени (ранний баррем) продолжалась трансгрессия моря, сопровождавшаяся незначительным углублением бассейна, однако осадконакопление все еще происходило на небольших глубинах (около 50–70 м) и при активной гидродинамике бассейна. Смена доминирующих песчанистых отложений на глинистые, вероятно, связана с отмиранием на некоторых участках или некоторым смещением подводных распределительных русел. Этим фактором также обусловлена фациальная и мощностная неоднородность фанарского горизонта.

В конце раннего баррема на исследуемой территории сменился тип осадконакопления – преобладавшие ранее песчаники фанарского горизонта сменились глинами афипской свиты, содержащими в нижней части разреза линзы и прослои песчаного и алевритистого материала. Минералогический состав глин остался примерно таким же, произошло лишь незначительное увеличение количества тонкодисперсного материала. Соотношение гумусового и сапропелевого органического вещества также сместилось в сторону последнего. Степень сортировки зерен в песчаниках афипской свиты, по сравнению с фанарскими, также улучшилась.

Вероятно, в результате продолжающейся трансгрессии в афипское время поднялся уровень моря, а обстановки фронтальной части авандельты реки, расположенной к северо-востоку, сменились на обстановки продельты. Средние глубины увеличились, гидродинамика бассейна снизилась. Об углублении бассейна, увеличении солености и уменьшении влияния речного стока также свидетельствует присутствие в афипской свите нормально-морской макро- и микрофауны.

Таким образом, с позднего готерива — начала раннего баррема и по его завершение обстановки осадконакопления на исследуемой территории постепенно сменялись от субаэральной дельты флювиального типа (конец позднего готерива) на обстановки фронта авандельты (ранний баррем) и до обстановок продельты (баррем — ранний апт). Влияние находившейся к северо-востоку от территории речной системы на процессы осадконакопления к началу апта (конец афипского времени) почти сошло на нет.

Средняя степень окатанности обломочного материала песчаников позволяет говорить о близком расположении источников сноса. В песчаниках верхней части фанарского горизонта до 25% увеличивается содержание обломков полевых шпатов, что позволяет предполагать эрозионное вскрытие массивов гранитоидов в области сноса. Вероятно, это происходило в районе ядра будущего Большого Кавказа, находившегося в современных координатах юго-восточнее исследуемой территории.

Обилие терригенного материала, а также большого количества поступавшей в бассейн органики (обломков древесины, листьев), а также карбонатно-глинистый цемент песчаников позволяют предполагать существование в позднем готериве – раннем барреме на изученной территории теплого гумидного климата [9].

Литература

1. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерация масштаба 1:200 000, Изд. второе, Серия Кавказская, Лист L-37-XXVII, Объяснительная записка. М.: 2013. 2016

2. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екб: Уральский гос. горный ун-т, 2005. 289 с.

3. *Прозорович Г.Э.* Покрышки залежей нефти и газа // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 49. М.: Недра, 1972. 120 с.

4. Еремеев В.В., Осипов В.И., Соколов В.Н. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука. 2001. 238 с.

5. *Бхаттачария Д.П., Уолкер Р.Д.* Дельты // Фациальные модели / Под ред. Р.Д. Уолкера. М.– Ижевск: Ин-т комп. исследований, 2017. С. 346–393.

6. *Бижу-Дюваль Б.* Седиментационная геология. М. – Ижевск: Ин-т комп. исследований, 2012. 704 с.

7. Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора). Центр проф. переподготовки спец-в нефтегаз. дела ТПУ. Томск, 2007. 154 с.

8. Аллен Ф.А., Болдуин К.Т., Дженкинс Х.К. и др. Обстановки осадконакопления и фации. Том 1. М.: Мир, 1990. 384 с.

9. Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

10. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 115 с.

Природа закономерностей строения бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири

В составе бат-верхнеюрских отложений Западно-Сибирского бассейна выделены малышевский, васюганский, георгиевский и баженовский стратиграфические горизонты [1]. Малышевский горизонт (верхи верхнего байоса – бат) представлен верхнетюменской подсвитой, преимущественно континентальной, в севером направлении постепенно переходящей в мелководно-морскую малышевскую свиту. Васюганский горизонт (верхи верхнего бата – оксфорд) представлен латеральным рядом свит: от типично континентальной тяжинской и переходных наунакской и татарской – к морским васюганской, абалакской, точинской и сиговской свитам. Георгиевский (верхи верхнего оксфорда – низы нижней волги) и баженовский (верхи нижней волги – низы берриаса) горизонты представлены преимущественно морскими пелагическими отложениями.

Комплексные седиментологические исследования показали, что в среднем бате, в начале формирования нефтегазоносного горизонта Ю2 в центральной и южной частях Западно-Сибирского бассейна существовала обширная аллювиальная равнина с относительно большим количеством поступавшего обломочного материала, благодаря чему формировались русловые песчаные тела меандрирующих рек толщиной до 15-20 м [2, 3]. К концу среднего бата на территории Широтного Приобья фиксируется постепенный подъем уровня моря и появление дельт. В начале позднего бата произошло скачкообразное увеличение площади прибрежно-морского осадконакопления, связанное с затоплением Обь-Иртышской палеоступени. Формирование верхней части горизонта Ю2 на большей части Широтного Приобья происходило в обстановках мелкого моря с многочисленными островами. На территории Томской области на протяжении практически всего бата существовала аллювиальная равнина с развитой достаточно крупной системой меандрирующих русел, через которую проходил транзит основного объема обломочного материала, поступавшего в бассейн с юго-востока. Южнее и западнее располагалась слаборасчлененная, участками заболачивающаяся пойменная равнина с достаточно редкими некрупными руслами и озерами. Характерно, что наиболее крупные русловые тела залегают в нижней части горизонта Ю₂, а верхняя его часть представлена преимущественно пойменными отложениями.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

В конце позднего бата произошло резкое затопление большей части Западно-Сибирского бассейна. Поступление осадочного материала сильно сократилось, бассейн перешел в режим «голодания». Базальная пахомовская пачка, сформировавшаяся на этом этапе, имеет небольшую толщину (обычно 0.5-1 м), сложена плохосортированными биотурбированными алевропесчаниками с высоким содержанием диагенетических минералов железа и обильными остатками морской фауны. Она перекрывается тонкоотмученными темно-серыми и черными аргиллитами когалымской пачки [4], формировавшейся в умеренно-глубоководных обстановках с периодически возникающими аноксидными условиями в придонных слоях воды. Ее стратиграфический диапазон оценен как средний – верхний келловей. В центральных районах Западной Сибири выше когалымской пачки залегают алеврито-глинистые отложения верхней части нижневасюганской подсвиты, формирование которых происходило в обстановках среднеглубокого шельфа с образованием циклов «обмеления». В южных и юговосточных районах в это время шла импульсная проградация пляжевобаровых систем, которые достигли территории Широтного Приобья лишь в раннем оксфорде и выразились в образовании пластов Ю⁴₁ и Ю³₁. В конце раннего оксфорда большую часть центральных и юго-восточных районов Западной Сибири заняла обширная заболачивающаяся равнина со слабо развитой русловой системой, в результате чего сформировался регионально распространенный угольный пласт У₁ (У¹₁). В начале среднего оксфорда последовала резкая обширная трансгрессия. Относительно глубоководные обстановки простирались достаточно широко, однако накапливавшиеся в них глинистые пачки были маломощны и частично переработаны в последовавший за трансгрессией этап активной проградации пляжевобаровых систем. Сформированный в результате песчаный пласт Ю² имеет значительную толщину и широкое распространение, что подразумевает значительные объемы поступавшего в бассейн обломочного материала. В позднем оксфорде произошел еще один трансгрессивный эпизод, по масштабам превосходящий все предыдущие за юрский период. Море затопило практически полностью Ажарминский и Омский фациальные районы. Поступление материала в бассейн было слабым: широкое распространение получили специфические обстановки ракушняковых банок и алеврито-песчаных отмелей в пределах шельфа, образованных за счет переработки материала, привнесенного в бассейн в предыдущий период. Сформировавшийся в это время пласт Ю¹ представлен песчаниками, часто известковистыми, с фауной двустворок, скафопод и редких белемнитов.

В самом конце позднего оксфорда – начале кимериджа, на рубеже васюганского и георгиевского горизонтов происходит событие, которое считается крупнейшей трансгрессией, охватившей всю бореальную область. В основании кимериджских отложений залегает барабинская пачка толщиной обычно не более 1 м, представленная глинисто-алевропесчаными биотурбированными породами, насыщенными остатками морской фауны, глауконитом и др. аутигенными минералами. При этом приращения площади морского седиментогенеза в Западно-Сибирском бассейне не произошло, и говорить о кимериджской трансгрессии, как о процессе наступления моря на сушу, не вполне корректно. Очевидно, что это событие вызвано резким сокращением поступления осадочного материала в бассейн, которое могло сопровождаться некоторым углублением морского бассейна. Залегающие выше аргиллиты георгиевской свиты и верхнеабалакской подсвиты, нижняя часть глинистой марьяновской свиты формировались в умеренно-глубоководных обстановках, на разном удалении от береговой линии. В волжское время при примерном сохранении положения береговой линии, происходит еще большее углубление бассейна и его стагнация. В бассейн прекращается поступление не только обломочного, но и глинистого материала, и в глубоководных обстановках происходит формирование существенно биогенной баженовской свиты и ее аналогов. Единственным региональным источником сноса в кимеридже и волге оставалось северо-восточное обрамление Западной Сибири, в результате периодической активизации которого происходило формирование алеврито-песчаных пластов верхнесиговской подсвиты и яновстанской свиты.

Таким образом, прослежена четкая связь цикличности бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири с эволюцией обстановок их седиментации. При этом причины возникновения цикличности и эволюции обстановок остаются до конца не выясненными. Это связано, в том числе, со сложным сочетанием алло- и автоциклических процессов и с тем, что роль последних недооценивается специалистами. Эвстатическая модель развития седиментационного бассейна не объясняет совокупность всех имеющихся фактов. Позднеюрско-раннемеловой морской бассейн не претерпевал существенных площадных изменений начиная с конца среднего – начала позднего оксфорда, при этом режим седиментации менялся существенно и неоднократно. Единственными изохронными реперами в рассматриваемых отложениях, вероятно, являются пахомовская и барабинская пачки. Выше показано, что однозначно трактовать эти событийные пачки, как трансгрессивные (т.е. образовавшиеся непосредственно в процессе наступлении моря на сушу), нельзя. Их формирование связано с «голодным» режимом седиментации, когда при подавленном поступлении аллотигенного материала, в области седиментации идут интенсивные биотурбация палимпсестовых осадков и аутигенное минералообразование. Ограниченный этими событийными пачками полифациальный васюганский горизонт может рассматриваться как единый осадочный комплекс, сформированный в течении полного цикла развития осадочного бассейна. Его внутренняя гетерогенная цикличность связана с серией разномасштабных миграционных трансгрессий и регрессий, при этом заметную роль могли играть автоциклические процессы, обусловленные внутренними особенностями самой седиментационной системы, без изменений внешних параметров, таких как эвстатика, скорость тектонического погружения, объемы поступающего осадочного материала. При этом формируются осадочные тела с характерными вертикальными последовательностями (циклы миграции меандрирующих русел, проградации пляжево-баровых систем и др.) и скользящими во времени границами. По этой причине рассматривать глинистые, песчаные или углистые пачки в качестве региональных корреляционных реперов возможно лишь с известной долей условности. В качестве основного фактора эволюции осадочного бассейна, видимо, следует рассматривать глобальные геодинамические и климатические перестройки в областях сноса на его периферии [5, 6] и эвстатические колебания.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0007).

Литература

1. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004. 115 с.

2. Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А. и др. Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широтном Приобье // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 187–200.

3. Казаненков В.А., Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Попов А.Ю. Палеогеографический контроль нефтеносности малышевского горизонта группы Тайлаковских месторождений (Западная Сибирь) // Геология нефти и газа. 2019. № 3. С. 115–126.

4. Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Костырева Е.А. и др. Литология и геохимия когалымской пачки нижневасюганского подгоризонта (верхний бат – низы нижнего оксфорда Западной Сибири) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 484–494.

5. Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 34–44.

6. Буслов М.М. Строение и эволюция центрально-азиатского горного пояса в кайнозое: эффект дальнего тектонического воздействия от индо-евразийской коллизии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы LII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–115.

Interaction between deep water channel fills and compressional tectonism: propagation, and orientation of turbidity currents in the Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit Formation, Elazığ, eastern Turkiye

The relationship of high density and low density turbidite filled deep water channel bodies with tectonism provides very important conveniences regarding the location and orientation of the reservoir in offshore and underground exploration of oil and natural gas.

The deep-water channel fill complex of the Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit Formation deposited in the Elazığ back-arc basin shows significant interaction with structural elements formed by the effect of compressional tectonism of the same age. Although the four different channel-fold relationships (deflection, blocking, diversion and confinement) defined in previous studies on this subject have separate functionality, in this study relationships emerged as a combination of several of them. While conglomerate channel fills control the orientations and locations of fold axes in the same basin, folding caused by compressional tectonics resulting from the northward movement of the Arabian plate, which is contemporaneous with sedimentation, dictates turbidity currents to different directions from their initial flows. With the effect of this compression, between deep sea channel fills and folds; It has been determined that three relationships, namely blocking, deflecting and termination, are effective together as a combination in the same location.

¹ Department of Geological Engineering, Faculty of Engineering, Fırat University, 23119, Elazığ, Turkiye (ORCID:0000-0002-9717-2305, hasancelik@firat.edu.tr)

Palaeocurrent direction of the Lysogorskaya Formation: significance for determining the source area of the Upper Miocene molasses of the Ciscaucasian foredeep

For many years, there have been disputes about the palaeocurrent direction (PCD) of the N-Q deposits of the Ciscaucasian foredeep, about which side of the foredeep the source area is located on. The study of the alluvial Upper Miocene Lysogorskaya formation made it possible to determine the source area, as well as the time of the appearance of the Central Ciscaucasia upper molasses. The Upper Miocene age of the Lysogorskaya formation conglomerates is confirmed by its stratigraphic position. It is located between the marine-subcontinental Chernogorskaya formation, characterized by endemic Upper Sarmatian marine malacofauna [1] and the Pliocene volcanogenic formation (K-Ar dating of ignimbrites by [2] and confirmed by [3]).

To solve the problem of determining the sources of the upper molasses of the Lysogorskaya formation, field studies were conducted in the vicinity of the city of Nalchik (Kabardino-Balkarian Republic) from August 9 to 22, 2024. Since this formation, which has large outcrops in this region, is covered with dense vegetation, it was only possible to work on the steep surfaces exposed by the rivers. On these steep surfaces, sufficient data was measured to obtain PCD in areas with climbing opportunities. A large number of PCD data were obtained for this formation, which gives wonderful outcrops as if cross-sectioned, in the steep cut formed by the eroding of the Baksan river near the village of Islamey in the west of Baksan, and in the steep cut eroded by a Cherek river next to the village of Aushiger in the southwest of Nalchik. The formation, whose vertical section can be clearly observed in these steep cuts, consists of 5 main phases. These phases have conglomerate lithology, but fine-grained clastic sedimentary rock lenses belonging to flood areas, which are protected from erosion caused by the strong current that transports the pebbles of the conglomerate, are also locally present intermittently in some places between the phases. PCD data were measured from the sedimentary structures in the conglomerate phases and the fine-grained lenses between these phases. Mea-

¹ Firat University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Elazig, Turkiye

² Geological institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ Lomonosov Moscow State University, Geological department, Moscow, Russia

surements were achieved using the following 5 sedimentary structures: a-Short axis (B axis) grain imbrication from conglomerates (36 measurements), b-Frontal cross stratification from point bars (5 measurements), c- Current ripples in sandstones between the phases (6 measurements), d-Grain orientation from conglomerates (18 measurements), e- Scour marks formed as a result of current vortexes eroding the fine-grained sediments at the base of the conglomerate phases (6 measurements).

The evaluation of the data obtained from all these five types of measurements shows that the current direction of the paleo-Baksan river was on average towards the NE in the Upper Miocene when the Lysogorskaya alluvial formation was forming. According to this result, it has emerged that the source area feeding the formation must be on the opposite side of the current direction, that is, SW in the Central Caucasus axial zone. The presence of crystalline rocks in the composition of the studied pebbly-boulder conglomerates together with sedimentary rocks: pebbles and boulders of granitoids, gabbroids, schists, etc., indicates orogenic uplifts and exposure of the crystalline core of the Central Caucasus in the Upper Miocene.

References

1. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition Caucasian Series. Sheet K-38-II (Nalchik). Explanatory note. M.: Moscow branch of the Federal State Budgetary Institution «VSEGEI», 2021. 170 p.

2. *Koronovsky N.V., Milanovsky E.E.* Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt of Eurasia. – 140. M.: Nedra, 1973 (in Russian)

3. *Chernyshev I.V., Bubnov S.N., Lebedev V.A. et al.* Two stages of explosive volcanism of the Elbrus area: Geochronology, petrochemical and isotopic-geochemical characteristics of volcanic rocks, and their role in the Neogene-Quaternary evolution of the Greater Caucasus // Stratigraphy and Geological Correlation. 2014. V. 22. P. 96–121.

Глинистые минералы в цементе нижнетриасовых песчаников Колвинского мегавала (Тимано-Печорской провинции)

Актуальность исследований обусловлена тем, что нижнетриасовые породы-коллекторы относятся к сложным, с высоким содержанием глинистой составляющей, эффективная разработка которых требует специальных методов воздействия на пласт.

В основу работы были положены результаты геолого-геофизического исследования скважин, пробуренных в пределах ряда перспективных площадей и месторождений, Колвинского мегавала Тимано-Печорской провинции. Проведено изучение отложений, включающее макроописание керна, детализированное изучением петрографического состава обломочных пород, минерального состава цемента песчаников.

Глинистые минералы существенным образом влияют на коллекторские свойства пород-коллекторов. Их состав и особенности при этом зависят от ряда факторов, в том числе от обломочных компонентов, условий выветривания в области сноса, обстановок осадконакопления, постседиментационных преобразований [1, 2].

В составе цемента песчаников нижнего триаса выявлены такие глинистые минералы как каолинит, хлорит, смектит. В изученных отложениях характер распространения каолинита неравномерный как по разрезу, так и по площади. Снизу вверх по разрезу отмечается уменьшение его содержания: его количество сокращается с 70% в песчаниках базального пласта до 10% в верхней части разреза (табл. 1). При переходе от крупнозернистых к тонкозернистым осадкам также отмечается уменьшение содержания каолинита. Обогащение каолинитом пород псаммитовой размерности связано также с образованием части каолинита в постседиментационную фазу уже в самих этих породах в результате преобразования полевых шпатов.

Выделено три разновидности каолинита в песчаниках нижнего триаса. Первая представлена вермикулитоподобными сростками, зерна которых имеют псевдогексагональную морфологию, зерна обычно идиоморфны, реже гипидиоморфны. На дифрактометрических кривых рефлексы, отвечающие каолиниту этой разновидности, характеризуются высокой интенсивностью, малой полушириной и симметричной формой [3]. В описываемых отложениях встречается также каолинит, как в виде псевдогексагональных пластинок, так и их обломков с нечеткими линиями ограничения. При ис-

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Глубина, м	Глинистые минералы			
	смектит	хлорит	иллит	каолинит
1500	90			10
1503	73			27
1512	66	15	13	6
1570	40	25	30	5
1572	40	30	15	15
1576	40	25	20	15
1583	30	35	25	10
1600	35	25	30	10
1608	55	30	5	10
1623	50	10	10	30
1624	75	5	5	15
1625	40	15	20	25
1656	5	10	15	70

Соотношение глинистых минералов в цементе нижнетриасовых песчаников Хыльчуюской площади (процентное отношение рассчитано по дифрактограммам)

следовании с помощью электронного микроскопа установлено большое количество частиц каолинита крупных размеров при небольшой толщине с неровными, как бы срезанными, краями. Дифракционная картина этой разновидности несколько отличается от вышеописанных: отмечается диффузность пиков, которые имеют довольно широкое основание, а вершины иногда имеют пилообразную форму. Эта разновидность каолинита может быть отнесена к каолиниту низкой степени упорядоченности [4], ее можно отнести к трансформационно-аутигенным и аутигенным образованиям. Как правило, этот тип каолинита тяготеет к мелко- и среднезернистым песчаникам, образовавшимся на прирусловой отмели. Он заполняет практически все поровое пространство. Каолинит является конечным продуктов преобразования силикатов в гидрослюдисто-каолинитовом профиле выветривания, он стабилен и в водной среде, и в почвах.

В триасовых отложениях широкое распространение получили минералы группы смектита, вверх по разрезу отмечается увеличение его доли до 80–90%. Микроскопически они представляют собой слабо оформленную тонкодисперсную массу, имеющую гомогенный облик, в глинистых породах этот минерал встречается в ассоциации с железистым хлоритом [4]. Для изученных отложений характерен преимущественно смешанный состав поглощенного комплекса, хотя встречаются чисто натриевый и кальциевый. Благодаря особенностям своей структуры смектит обладает наибольшей емкостью поглощения, этим объясняется его способность к катионному обмену. Наиболее благоприятные условия для аккумуляция смектита существовали во флювиальных, озерных и эоловых обстановках осадконакопления, при этом данный минерал тяготеет к более спокойной гидродинамической обстановке. В процессе погружения осадочных образований происходило изменение состава смешанослойных иллитсмектитов, сопровождающееся увеличением содержания иллитовых слоев в направлении: смектит – смешанослойная фаза иллит-смектит – иллит или гидрослюда [5]. По мнению ряда исследователей, этот переход осуществляется на глубине порядка 1500 м и более [6].

Смектит получил наибольше распространение в мелкозернистых песчаниках, где он почти полностью заполняет поровое пространство, делая его практически непроницаемым. Вследствие высокой поглощающей способности, он может значительно разбухать при насыщении водой или органическим наполнителем. В этих случаях прослои песчаника с таким типом цемента становятся непроницаемыми.

На основании микроскопической и рентгеновской характеристик, химического состава глинистой фракции, были выделены несколько минеральных разновидностей хлорита. Микроскопически крустификационный хлорит представлен бледно-зеленой каемкой на обломочных зернах и имеет толщину 3–12 мкм. Изучение с помощью электронного микроскопа показало, что эти каемки состоят из мелких псевдогексагональных чешуек, беспорядочно расположенных под разными углами к поверхности обломочного зерна. Крупнопластинчатый, волокнисто-пластинчатый и сферолитоподобный хлорит пор обычно ассоциирует с обилием хлоритизированных обломков. На дифрактограммах четные порядки базальных отражений по интенсивности превосходят нечетные, что указывает на преобладание в структуре минералов ионов Fe²⁺ изоморфно замещающих Mg²⁺ [7]. По данным микрозондового анализа содержание FeO в хлорите колеблется в пределах от 6,6 до 31,4%, в то время как содержание MgO, соответственно, 7,5–28,6%.

По морфологическим особенностям, химическому составу и структурной характеристике выделяются аутигенный, аллотигенный и трансформационный хлориты. К аутигенным образованиям отнесены, в первую очередь, крустификационные пленки, сложенные чешуйками хлорита и по химическому составу относящиеся к группе магнезиально-железистых хлоритов. Хлоритизированные обломки пород, выполняющие поровое пространство, рассматриваются как аллотигенные образования, поскольку хлоритизация является унаследованным изменением. По химическому составу они могут быть отнесены к группе железисто-магнезиальных хлоритов. Трансформационные хлориты составляют самую большую группу и представлены пластинчатыми, волокнисто-пластинчатыми агрегатами и являются результатом метасоматического замещения обломочных компонентов породы таких как биотит, амфиболы, туфы, хлоритизированные метаморфические породы. Высокое содержание хлорита фиксируется в осадках, образовавшихся в пойменных условиях за счет повышенного содержания хлоритизированных обломочных компонентов.

По преобладанию того или иного из глинистых минералов в цементе песчаников выделены каолинитовая, хлоритовая, смектитовая ассоциации. Каолинитовый цемент песчаников наиболее характерен для континентальных флювиальных фаций, особенно русловых. Минералы группы смектита тяготеют, в большей степени к пойменным, старичным и озерным фациям семиаридной зоны.

Повышенное содержание смектита, иллита и смешанослойных образований существенно снижает проницаемость пород, вследствие большой удельной поверхности частиц и емкости катионного обмена минералов. Наличие каолинита, наоборот, может улучшать фильтрационные свойства пород-коллекторов.

Литература

1. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

2. Тучкова М.И., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Костылева В.В., Ватрушкина Е.В. Литологические характеристики верхнетриасовых осадочных пород Чукотки и о. Врангеля и взаимосвязи с одновозрастными образованиями восточной Арктики // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 3. С. 327–351. DOI:10.15372/GiG2022113

3. *Тимонина Н.Н., Симакова Ю.С.* Минералы группы каолинита в нижнетриасовых отложениях севера Тимано-Печорской провинции // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4. С. 26–33.

4. *Хлыбов В.В.* Глинистые минералы триасовых отложений северо-востока Европейской части СССР. Л.: Наука., 1989. 104 с.

5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования // Тр. ГИН. Вып. 446. М.: Наука, 1990. 214 с.

6. *Morad S., Ketzer J.M., De Ross L.F.* The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy // AAPG Bulletin. 2010. V. 94. P. 1267–1309.

7. Кокшина Л.В. Особенности катагенеза девонских петрокластических граувакк Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2023. № 5. С. 26–41.

Содержание

Агафонова Г.В. Постседиментационные изменения
карбонатных пород (пути и задачи исследований)
Артемов И.А. Минеральный состав аргиллитов
Краснодонецкого шахтного поля
Аухатов Я.Г. Формации трансгрессивно-регрессивного
цикла в Волго-Уральской области и полезные ископаемые10
Белоусов П.Е., Кайлачаков П.Э., Румянцева А.О.
Месторождения цеолитов России и стран СНГ14
Бяков А.С., Ведерников И.Л., Брынько И.В. Изменение биоты,
седиментации и геохимических характеристик в конце
перми в глубоководных задуговых бассейнах Охотско-
Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии)18
Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д. Сферосидерит – история
исследований и индикаторные возможности
Валяева О.В., Рябинкина Н.Н. Углистое вещество визейских
отложений юга гряды Чернышева Тимано-Печорской
провинции
Васильева К.Ю., Рогов М.А., Панченко И.В. Глендониты –
индикаторы холодноводных обстановок: диагностические
признаки, особенности внутреннего строения и состава
Ветров Е.В. Анализ результатов U-Pb датирования циркона
из разновозрастных терригенных толщ при реконструкции
этапов роста земной коры34
Ветрова Н.И. Геохимические характеристики известняков
различных тектонических обстановок
Вишневская В.С., Маринов В.А., Устинова М.А. Возраст
и условия осадконакопления березовской свиты
Западной Сибири (верхний мел)41
Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Биосферное событие –
палеоцен-эоценовый термальный максимум (РЕТМ):
литолого-геохимическое отображение, модели
образования, дискуссионные вопросы44
Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Сатановский К.К.,
Брянский Н.В., Сарапулова Д.А. Осадочные толщи верхнего
кембрия – ордовика в западной части Северо-Таймырского

пояса, накопившиеся в едином бассейне с одновозрастными	
отложениями Центрально-Таймырского пояса	49
<i>Даньщикова И.И.</i> Силурийские вторичные доломиты гряды	
Чернышева	53
Драздова А.В., Рудько С.В. Литологическая характеристика	
нового разреза венчающих доломитов баракунской свиты	
на Уринском поднятии в контексте гипотезы Земля Снежок	55
<i>Дронов А.В.</i> Карбонатные породы как индикаторы температуры	
водных масс геологического прошлого	58
Друщиц В.А. Влияние тектоники на седиментологические	
процессы, формирующие четвертичные месторождения	
углеводородов на континентальных окраинах	61
Дуб С.А. Систематизация терригенно-карбонатных и	
карбонатно-терригенных отложений укской свиты	
верхнего рифея Южного Урала по вещественному	
составу	65
Журавлева Л.М., Кузнецов В.Г. Разномасштабная цикличность	
палеозойского рифообразования	71
Зайцев А.В., Докукина К.А. Возраст и источники сноса	
обломочного циркона из кембрийско-ордовикских	
терригенно-карбонатных отложений среднего течения	
р. Вилюй (юг Сибирской платформы)	74
Закусина О.В., Нестеренко А.А., Королева Т.А., Закусин С.В.,	
Крупская В.В. Особенности кристаллического строения	
минералов группы каолинита как индикатор условий	
формирования месторождений каолиновых глин	
северо-западной части Португалии	78
Замирайлова А.Г., Чернышева С.И. Состав и условия	
формирования яновстанской свиты верхней юры –	
нижнего мела (северо-восточная часть Западно-Сибирского	
бассейна)	81
Зинчук М.Н., Зинчук Н.Н. О влиянии продуктов гипергенного	
изменения кимберлитов на формирование вулканогенно-	
осадочных толщ	84
Зинчук Н.Н. Фациальные особенности формирования древних	
осадочных алмазосодержащих толщ	90
Иванов А.В., Колесов К.К. Два типа разреза адырташской свиты	
на юге Тувы: осадочный и вулканогенный	96
Калмыков Г.А., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков А.Г.	
Расширение ресурсной базы углеводородов за счёт выделения	
поисковых объектов в зонах гидротермальной проработки	
осадочных пород	99
-	

Карпова Е.В., Бакай Е.К., Шарданова Т.А. Постседиментационные
преобразования песчаных коллекторов мелового возраста
западной части Гыданского полуострова101
Качалина М.Д., Королева Т.А., Морозов И.А., Нестеренко А.А.
Минеральный состав и физико-химические свойства
бентонитовых глин Южно-Минусинской впадины
(республика Хакасия)104
Китаева И.А., Постникова О.В., Лошкарева В.А., Козионов А.Е.
Роль гидротермальных процессов в формировании
пустотного пространства карбонатных пород-коллекторов
Сибирской платформы108
Коровина Т.А., Романов Е.А., Яркова Н.С. Цеолитизация
нижнемеловых песчано-алевритовых отложений
северо-востока Западной Сибири111
Костылева В.В., Герцева М.В., Герасимова М.В. Аркозы,
граувакки и результаты U-Pb (LA-MC-ICPMS) датирования
зерен обломочного циркона из среднеюрских терригенных
толщ юго-востока хребта Черского (Верхояно-Колымская
складчатая область)116
Кочнев Б.Б. О критериях сохранности изотопных систем
в докембрийских осадочных карбонатах120
Кузнецов А.Б., Минина О.Р., Скрипников М.С., Гаврилова А.А.
Доломитовая формация Багдаринского района, Западное
Забайкалье: геохимия и изотопы Sr124
Кузнецов Н.Б., Данцова К.И., Курушина А.С., Романюк Т.В.,
Дубенский А.С., Шешуков В.С. Офиолитокластовые
песчаники в среднекаменноугольном флише междуречья
Ассели и Ускалыка (восточный борт южного сегмента
позднепалеозойского Предуральского краевого прогиба)
и результаты U-Pb изотопного датирования зёрен
обломочного циркона127
Кураленко Н.П. Флишоидные озерно-ледниковые
позднеплейстоценовые отложения подножий вулкана
Толбачик на Камчатке132
Лаломов А.В. Россыпные месторождения в системе литотогенеза
и их роль в обеспечении стратегических видов минерального
сырья России на современном этапе137
Латышева И.В., Шацилло А.В. Микротекстуры как
отличительный признак диамиктитов ледникового
генезиса141
Левитан М.А. Химический состав плейстоценовых отложений
Тихого океана144

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Сычев С.Н., Рогов А.В. Источники
кластического материала песчаников офиолитокластической
толщи хр. Черского: по данным изучения состава и возраста
минералов детритовых зерен и обломков метаультрамафитов
и метамафитов
Леонов М.Г. От конгломератов к «конгломератам», или
структурно-вещественные метаморфозы осадочных
комплексов
<i>Лошкарева В.А., Постникова О.В.</i> Породы-коллекторы
ербогаченского горизонта юга Сибирской платформы153
Лыков Н.А., Ростовцева Ю.В., Дронов А.В., Закирьянов И.Г.,
Постникова О.В. Позднедарривильское
биогермообразование в ордовике Сибирской платформы
(опорный разрез реки Мойеро)155
Лысенко В.И. Разнообразие гидротермально-бактериальных
построек на поверхности эффузивных пород Тессельского
палеовулкана (Южный берег Крыма)160
Люткевич А.Д., Сахаров Б.А., Дара О.М., Габлина И.Ф.,
Добрецова И.Г., Кулажёнок М.Н. Глауконит-нонтронитовые
осадки гидротермального поля Пюи де Фоль (САХ)164
Маслов А.В. Референтные геохимические объекты (глинистые
породы и песчаники) на ряде дискриминантных диаграмм:
как это выглядит?168
Медведев П.В., Кондрашова Н.И. Основные черты
карбонатонакопления в палеопротерозойское время
на Карельском кратоне Фенноскандинавского щита173
Миннебаев К.Р., Куликова А.В., Нургалиев Д.К., Семенова Д.В.,
Котлер П.Д. Источники сноса среднедевонских-
раннепермских терригенных отложений Южно-Татарского
свода176
Молчанов В.П., Голич А.Н., Тихомиров Д.В. Природа
углеродизации металлоносных ультрабазит-базитов
Сихотэ-Алиня (Приморье)179
Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. Геохимические
особенности раннепалеозойских терригенных пород
чехла юго-западной части Сибирской платформы182
Муллакаев А.И. Стадийность формирования битуминозных
песчаников на западном склоне Южно-Татарского
свода186
Мусаэлян Р.Э., Сахаров Б.А., Щепетова Е.В. Новые данные
о минеральном составе нижнехвалынских «шоколадных
глин» Нижнего Поволжья188
Никашин К.И., Зорина С.О. Использование литолого-
--
геохимических данных для решения стратиграфических
задач (на примере верхней юры – нижнего мела
северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба)192
Никулин И.И. Глауконит Приволжской моноклинали
как индикатор субмаринного вулканизма в палеоцене
Парада С.Г. Рассеянное органическое вещество и распределение
золота в углеродисто-терригенных породах на примере
Амуро-Охотской золотоносной провинции
Пенкина В.А., Котлер П.Д. Девон-нижнекаменноугольные
кремнисто-базальтовые и кремнисто-туфогенные
формации в тектонических пластинах Чарской зоны,
Восточный Казахстан
Попов А.Ю. Вещественно-структурные особенности
глауконитсодержащих верхнеюрских толщ Анабаро-
Ленского осадочного бассейна
Постникова О.В., Постников А.В., Кулагина Н.К., Изъюрова Е.С.,
Зуева О.А., Кузнецов А.С. Минеральный парагенез
бактериальных силицитов позднего мела Западной Сибири213
Пронин А.П., Шестоперова Л.В. Состав и строение
нижнепермского подсолевого комплекса Прикаспийской
впадины в связи с перспективами нефтегазоносности
Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Хейдари М., Савичев А.Т.,
Полещук А.В., Рашиди Б. Связь углеводородов (УВ),
дегазации, вулканогенно-осадочного литогенеза, тектоники
и минерализации (на примере нескольких альпийских
структур Южного Каспия, В. Кавказа и Ирана);
некоторые проблемы219
Рудько С.В., Рудько Д.В., Шацилло А.В. Фации тонкослоистых
ритмитов в составе Среднесибирского ледникового
горизонта (венд, Патомское нагорье) и их значение для
палеогеографии222
Садчикова Т.А., Требелева Г.В., Чепалыга А.Л. Голоценовые
террасы Восточно-Черноморского побережья (Колхида):
состав, строение, обстановки седиментации
Сальная Н.В., Ростовцева Ю.В., Пилипенко О.В. Проблемы
датирования миоценовых пород Восточного Паратетиса
с помощью палеомагнитного метода: к вопросу первичности
естественной остаточной намагниченности
Сандула А.Н. Формационный анализ каменноугольно-
нижнепермских карбонатныхотложений бассейна
Верхней Печоры(Северный Урал)232

Седаева К.М. Особенности литогенеза угленосных отложений	
Донецкого бассейна	235
Средняков А.К., Карпова Е.В., Панченко И.В. Особенности	
преобразования пирокластического материала в морских	
отложениях с аномально высоким содержанием	
органического вещества	239
Ставиикая В.Н., Малышев Н.А., Вержбиикий В.Е.,	
Васильева И.С., Данилкин С.М., Темботов З.А. Секвенс-	
стратиграфический анализ как инструмент прогноза	
элементов углеводородных систем в малоизученных	
регионах (на примере Восточно-Сибирского и Чукотского	
морей)	
Стукалова И.Е., Журавлёв А.Н. Петрографический состав	
и качество углей из проявлений в бассейне рек	
Ямутарила и Люнтатурку-Яма на севере Енисей-	
Хатангского прогиба	249
Сухих Е.А. Происхождение слоистых текстур в верхнем слое	
лонных осалков юго-запалной части Карского моря	
Темботов З.А., Малышев Н.А., Вержбиикий В.Е.,	
Комиссаров Л.К., Ставиикая В.Н., Суслова А.А.,	
Большакова М.А., Калмыков А.Г. Первые результаты	
геохимических исследований органического вешества	
мел-кайнозойских отложений северо-восточной части	
шельфа моря Лаптевых по ланным стратиграфического	
бурения	254
Тихонова К.А. Характеристика кавернозных зон в рифейских	
продуктивных отложениях Байкитской антеклизы	
Сибирской платформы	
Тучкова М.И., Филимонова Т.В., Исакова Т.Н., Сколотнев С.Г.	
Карбонатонакопление Восточной Арктики в палеозое	
Фазлиахметов А.М. О применении некоторых геохимических	
диаграмм для изучения тефроидов	
Хисамутдинова А.И., Каныгина Н.А., Дегтярев К.Е.,	
Третьяков А.А., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г.	
Кристалломорфологическая сохранность и возрастной	
диапазон обломочного циркона как инструменты для	
реконструкции источников сноса терригенного материала	
(на примере аллювиальных отложений рек Селеты и Шат	
в Северном Казахстане)	
Храмцова А.В., Мельников А.В. Диагностические признаки	
турбидитов, контуритов и тидалитов ачимовской толщи	
нижнемеловых отложений Западной Сибири	277

Чефранова А.В., Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б.,
Махиня Е.И., Романюк Т.В., Левицкая Л.А., Шалаева Е.А.
Индикаторные характеристики детритовых зерен граната
и турмалина из позднекайнозойской молассы Адыгейского
сектора Западного Предкавказья (белореченская свита)
Шевчук Н.С., Коробова Н.И., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е.,
Бакай Е.К., Шитова Я.А., Гилаев Р.М., Ступакова А.В.,
Суслова А.А., Малых М.В., Новиков С.С., Васильева И.С.,
Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А. Состав,
строение и обстановки осадконакопления отложений
нижнемелового, палеогенового и неоген-четвертичного
комплексов акватории моря Лаптевых
Эдер В.Г., Рогов М.А., Скоморохова А.Д., Панченко И.В.,
Можегова С.В., Покровская Е.В. Обстановки образования
верхнеюрских черносланцевых отложений зоны Panderi
бассейна р. Айюва (район Ухты)
Юшин К.И., Межеловская С.В., Межеловский А.Д. Состав,
строение и потенциальные источники сноса при
формировании полимиктовых метапесчаников
кожозерской свиты. Ветреный пояс, Юго-Восток
Балтийского щита
Яковишин С.Ю. Условия формирования фанарского горизонта
нижнего мела Северо-Западного Кавказа
Ян П.А. Природа закономерностей строения бат-верхнеюрских
отложений Западной Сибири309
Hasan Çelik. Interaction between deep water channel fills and
compressional tectonism: propagation, and orientation of
turbidity currents in the Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit
Formation, Elazığ, eastern Turkiye313
Hasan Çelik, Trikhunkov Y.I., Lomov V.S., Nikolaeva A.D.,
Kerpeleva A.P. Palaeocurrent direction of the Lysogorskaya
Formation: significance for determining the source area
of the Upper Miocene molasses of the Ciscaucasian foredeep
Тимонина Н.Н. Глинистые минералы в цементе
нижнетриасовых песчаников Колвинского мегавала
(Тимано-Печорской провинции)

Научное издание

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ (С ИНОСТРАННЫМ УЧАСТИЕМ)

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ (ЛИТОЛ 2025)

01-05 апреля 2025 г.

Конференция посвящена памяти Анны Григорьевны Коссовской (1915–2000) Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003)

Утверждено к печати Оргкомитетом Всероссийской научной конференции

ООО «Издательство ГЕОС» 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91 E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

> Электронное издание Объем 23 уч.-изд. листа

